



Cartographie et mode de mise en place des dykes et des sills de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) dans le bassin de Tindouf.

Mohand Bersi

► To cite this version:

Mohand Bersi. Cartographie et mode de mise en place des dykes et des sills de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) dans le bassin de Tindouf.. Volcanologie. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène, 2016. Français. NNT : . tel-01349785

HAL Id: tel-01349785

<https://hal.science/tel-01349785>

Submitted on 1 Aug 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution - ShareAlike| 4.0 International License

N° d'ordre : 41/2016-C/S.T

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène

Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du
Territoire



THESE

Présentée pour l'obtention du **diplôme de DOCTORAT 3^{ème} Cycle (LMD)**

En : SCIENCES DE LA TERRE GEOGRAPHIE ET DE L'AMENAGEMENT DU
TERRITOIRE

Spécialité : Imagerie et Cartographie Numériques en Géosciences

Par : BERSI Mohand

Sujet

Cartographie et mode de mise en place des dykes et des sills de la province magmatique
de l'Atlantique central (CAMP) dans le bassin de Tindouf.

Soutenue publiquement le 13 / 07 /2016, devant le jury composé de :

M. HAMOUDI Mohamed	Professeur	à l'USTHB	Président
M. CHABOU Moulley Charef	Professeur	à l'U. Setif1	Directeur de thèse
M. BENDAOU Abderrahmane	Professeur	à l'USTHB	Examineur
M. DJEMAI Safouane	Professeur	à l'USTHB	Examineur
M. SEBAI Amar	Professeur	à l'ENP/Alger	Examineur
M. SAIBI Hakim	Professeur	à l'U. Kyushu/Japon	Examineur
M. BOURMATTE Amar	Maître de Conférence/A	à l'USTHB	Examineur

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE HOUARI BOUMEDIENE
FACULTÉ DES SCIENCES DE LA TERRE, DE GÉOGRAPHIE ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE



THÈSE

PRESENTÉE POUR L'OBTENTION DU GRADE DE

DOCTORAT 3^{ÈME} CYCLE (LMD)

EN: SCIENCES DE LA TERRE GEOGRAPHIE ET DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE
SPÉCIALITÉ: IMAGERIE ET CARTOGRAPHIE NUMÉRIQUE EN GÉOSCIENCES

PAR:

BERSI Mohand

SUJET:

**CARTOGRAPHIE ET MODE DE MISE EN PLACE DES SILLS ET
DES DYKES DE LA PROVINCE MAGMATIQUE DE L'ATLANTIQUE
CENTRAL (CAMP), BASSIN DE TINDOUF, ALGERIE.**

SOUTENUE PUBLIQUEMENT LE 13 / 07 /2016, DEVANT LE JURY COMPOSE DE :

M. HAMOUDI MOHAMED	PROFESSEUR	À L'USTHB	PRESIDENT
M. CHABOU MOULLEY CHAREF	MAÎTRE DE CONFERENCE/A	À L'U. SETIF1	DIRECTEUR DE THÈSE
M. BENDAOU ABDELLAH	PROFESSEUR	À L'USTHB	EXAMINATEUR
M. DJEMAI SAFOUANE	PROFESSEUR	À L'USTHB	EXAMINATEUR
M. SEBAI AMAR	PROFESSEUR	À L'ENP/ALGER	EXAMINATEUR
M. SAIBI HAKIM	PROFESSEUR	À L'U. KYUSHU/JAPON	EXAMINATEUR
M. BOURMATTE AMAR	MAÎTRE DE CONFERENCE/A	À L'USTHB	EXAMINATEUR

LA SCIENCE, il est vrai, ne progresse qu'en remplaçant partout le pourquoi par le comment mais si reculé qu'il soit, un point reste toujours où les deux points d'interrogations se rejoignent et se confondent.

ANDRÉ GIDE

Dédicaces

“ Il y a quelque chose de plus fort que la mort, c'est la présence des absents, dans la mémoire des vivants. ”

Jean d'Ormesson

A la mémoire de mon père décédé en octobre 2015

A ma chère mère

A mes soeurs Kahina, Samira, Kaïssa, Ghania, Nora et Thanina

A mes frères Bachir et Essaïdh

A Aïssa Iberoualene et à tous mes amis

Remerciements

La finalisation de cette thèse n'aurait jamais été possible sans la présence à mes côtés de très nombreuses personnes que je souhaite remercier ici pour tout ce qu'elles m'ont apporté.

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury qui ont pris de leur temps pour lire et évaluer le travail présenté dans ce manuscrit, et participer à la soutenance, en venant pour certains de (très) loin.

Mes premiers mots vont vers mon directeur de thèse **Chabou Mouley Charaf**. Il m'a toujours guidé et conseillé, en me laissant progressivement de plus en plus d'autonomie et de responsabilité dans mon travail. À son contact, j'ai beaucoup évolué, il m'a toujours poussé à aller de l'avant. Plus que tout, j'ai pu grâce à lui prendre plus d'assurance dans mon travail, par la confiance qu'il m'a accordée lors de mes diverses présentations dans des colloques et séminaires, et je l'en remercie vivement.

Un grand remerciement au Professeur **Hamoudi Mohamed** qui a fait l'honneur de présider mon jury, et pour son rôle très actif dans la réussite et l'aboutissement de la première promotion de doctorat imagerie et cartographie numérique en géosciences.

Mention spéciale au Professeur **Ouabadi Aziouz** qui m'a permis de me lever motivé. Très humblement, je voudrais vous dire merci pour votre soutien pendant mes périodes de doutes et pour vos multiples encouragements répétés.

Mes remerciements vont au Professeur **Saibi Hakim** pour son laborieux soutien, avec lui j'ai appris à faire de la recherche scientifique et à rédiger des articles. Durant les quelques mois que j'ai passé au Japon, j'ai pu participer avec lui dans plusieurs projets de recherche. Merci d'avoir accepté d'examiner ce manuscrit.

Je tiens à remercier aussi toute l'équipe du laboratoire de géologie économique de l'université de Kyushu au Japon, à leur tête le Professeur **Watanabe Koichiro** et **Yonezu Kotaro** de m'avoir invité et accueilli dans leur laboratoire, ce qui m'a permis de réaliser des analyses géochimiques et préparer des lames minces.

Je tiens à remercier également l'équipe du laboratoire des domaines océaniques de l'UBO à leur tête le Professeur **Geoffroy Laurent** pour leur accueil et assistance durant mon stage à Brest.

Mes sincères remerciements vont au Professeur **Bendaoud Abderrahmane** pour ses encouragements, ses nombreux conseils et qui m'a fait l'honneur de juger cette thèse en tant que rapporteur. Je remercie aussi le Professeur **Djemai Safouane** d'avoir accepté d'examiner ce manuscrit et pour ses valeureux conseils.

Je tiens également à exprimer toute ma gratitude aux Professeurs **Bourmatte Amar** et **Sebaï Amar** pour avoir accepté la lourde tâche d'être examinateurs de ce manuscrit.

Je suis profondément reconnaissant de **M. Aoudia Mohamed** pour son aide lors de la mission de terrain, ainsi que tous les gens qui nous ont accueillis à Oum El Assel. Je remercie aussi **M^{elle} Kherchouche Radia** et **M. Khelil Tahar** pour le temps qu'ils ont donné pour lire ce manuscrit et les corrections qui ont été apportées.

J'ai également vécu de très bons moments avec d'autres camarades durant ces années, que ce soit pour partager un bureau pendant quelques années, passer quelques jours de colloque ensemble, ou tout simplement discuter autour d'un café quand le besoin de faire une pause devenait urgent ! Ces moments partagés avec **Bareche Rahim, Ayad Brahim, Allata Rabah, Belhai Amine, Farhi Walid, Brahimi Sonia, Zibouche Assia, Doukari Sid Ali, Arab Amar, Cherbal Mourad, Moussa Aichaoui, Hadjadj Asma** et **Takfarinas Lamri** resteront parmi mes souvenirs les plus sympathiques.

Une thèse se traduit inévitablement par beaucoup de charges administratives, et dans ce domaine, je ne saurais trop remercier le personnel de la post-graduation et le service des moyens généraux, dont l'efficacité n'a d'égale que leur gentillesse.

Enfin, les mots les plus simples étant les plus forts, j'adresse toute mon affection à ma famille, et en particulier à ma maman qui m'a fait comprendre que la vie n'est pas faite que de problèmes qu'on pourrait résoudre grâce à des formules mathématiques et des algorithmes. Malgré mon éloignement depuis de (trop) nombreuses années, leur intelligence, leur confiance, leur tendresse, leur amour me portent et me guident tous les jours. Merci pour avoir fait de moi ce que je suis aujourd'hui. Est-ce un bon endroit pour dire ce genre de choses ? Je n'en connais en tous cas pas de mauvais. Je vous aime.

Une pensée pour terminer ces remerciements pour toi qui n'a pas vu l'aboutissement de mon travail mais je sais que tu aurais été très fier de ton fils !!!

Liste des matières

CHAPITRE I : INTRODUCTION GÉNÉRALE	01
CHAPITRE II : GÉNÉRALITÉS SUR LES GRANDES PROVINCES VOLCANIQUES (LIPS)	03
2.1. Les Grandes Provinces Volcaniques (Large igenous provinces ou LIPs)	03
2.1.1. Intérêt d'étude des LIPs	04
2.1.2. Age des LIPs et relation avec les extinctions massives	04
2.1.3. Modèles de mise en place des LIPs	05
a. Les modèles du panache mantellique (Mantle Plume models)	06
b. Les modèles non liés à un panache mantellique (Non-Plume models)	07
2.2. La Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP)	07
2.2.1. Distribution de la CAMP	08
2.2.2. Mode de mise en place de la CAMP	09
a. Modèles du panache mantélique	09
b. Modèles non liés à un panache mantellique	10
2.3. La CAMP en Algérie	11
Chapitre III : CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE	12
3.1. Situation géographique	12
3.2. Aperçu géologique	13
3.2.1. Géologie du flanc nord du bassin de Tindouf	13
3.2.2. Géologie du flanc sud du bassin de Tindouf	14
3.3. Les dolérites du bassin de Tindouf	15
3.4. Evolution géodynamique du bassin de Tindouf	17
3.4.1. Les Phases antéhercyniennes	18
a. La phase éburnéenne (2,21 - 2,07 Ga)	18
b. L'orogénèse Panafricaine (730-550 Ma)	18
3.4.2. L'Orogénèse Hercynienne	20
3.4.3. Les phases Post-Hercyniennes	21
Chapitre IV : BASES PHYSIQUES DE TÉLÉDÉTECTION ET TRAITEMENTS PRÉLIMINAIRES	22
4.1. Rayonnement électromagnétique	22

4.1.1. Spectre électromagnétique	23
4.1.2. Interactions rayonnement-surface de la Terre	24
4.1.3. Notion de la réponse spectrale	25
4.1.4. Notion des bandes d'absorption	26
4.2. Interaction du rayonnement avec les minéraux, les sols et les roches	27
4.2.1. La présence du Fe, Mg, Ca et d'autres éléments dans les roches	28
4.2.2. La taille des grains	28
4.3. Source de données de télédétection et caractéristiques des images optiques	28
4.3.1. Source de données	29
4.3.2. Caractéristiques des images de télédétection	29
4.4. Transformations et traitements d'images	31
4.4.1. Visualisation en niveau de gris et création d'un support de traitement	31
4.4.2. Visualisation en couleur	32
4.4.3. Les bandes ratios (Rapports de bandes)	34
4.4.4. Analyse en composantes principales (ACP)	37
4.5. Filtrage et rehaussement spectral des images	39
4.6. Conclusion	42
Chapitre V : DONNÉES DE TERRAIN, PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE	44
5.1. Mission de Terrain	44
5.1.1. Caractéristiques des points d'échantillonnage	44
a. TINB01, région de Tinfouchey	45
b. TINB02 et C1, région de Smeïra	45
c. TINB03 et TINB04, régions de Hassi Mouzine et Oum Oulili	46
d. TINB05, TINB06 et TINB07, régions de Djfeïrat et Bou Zrazer	46
e. TINB08, 09, 10 et 11, C2-1 et C2-2, région d'Oum El Ksi	48
f. TINB 12, 13, 14 et 15, région de Khneg Ledjouad	49
g. Les dolérites des régions d'El Akla et de Hassi Sidi Mounir (TINB16 et TINB17) ..	49
5.1.2. L'altération	50
5.1.3. Apport de la mission de terrain sur la confection de la carte photolithologique	52
5.1.4. Les dolérites du flanc sud du bassin de Tindouf	54
5.2. Travaux de laboratoire et pétrographie des dolérites	55
5.2.1. Préparation des échantillons	55
a. Préparation des poudres	56
b. Calcul de la perte au feu où LOI (Loss On Ignition) pour les analyses FRX	56

c. Préparation des lames minces et des sections polies	57
5.2.2. Pétrographie des dolérites du bassin de Tindouf	59
a. Texture intergranulaire	59
b. Texture ophitique	60
c. Texture granophyre	60
5.2.3. Minéralisations associées aux dolérites des cheminées	61
a. Observation au microscope métallographique en lumière réfléchie	61
b. Observations au microscope électronique à balayage doté d'une sonde (MEB/EDS)	61
5.3. Géochimie des dolérites et analyses par fluorescence des rayons-X	66
5.3.1. Effets de l'altération	66
5.3.2. Géochimie des éléments majeurs	68
5.3.3. Géochimie des éléments mineurs	71
5.4. Analyses par diffraction des rayons-X	72
5.5. Conclusion	73
Chapitre VI : TRAITEMENTS AVANCÉS ET ANALYSE STRUCTURALE.....	74
6.1. Analyse spectrale.....	74
6.2. Rapports de bandes	76
6.3. Indices spectraux	82
6.4. Détection de cibles avec un assistant semi-automatique (Target detection wizard)	84
6.5. Analyse structurale.....	87
6.6. Apport des images Sentinel 2A.....	88
6.7. La carte lithostructurale.....	90
Chapitre VII : ETUDE AERO-GRAVIMÉTRIQUES, DONNÉES DE SUBSURFACE ET MODE DE MISE EN PLACE	92
7.1. Analyse des données aéro-gravimétriques	109
7.1.1. Source de données et simulation de la réponse aéro-gravimétrique.....	110
7.1.2. L'anomalie de Bouguer.....	111
7.1.3. Filtrage des données gravimétriques.....	113
a- Carte de signal analytique.....	115
b. Carte de la dérivée verticale.....	116
c. Carte de tilt dérivative.....	117
7.2. Données sismiques et de puits.....	118
7.2.1. Données des puits.....	118
7.2.2. Données sismiques	121

7.3. Mode de mise en place des dolérites de la CAMP dans le bassin de Tindouf	122
7.3.1. Modèles de mise en place de la CAMP en Algérie.....	122
7.3.2. Mise en place de la CAMP dans le bassin de Tindouf.....	125
7.4. Conclusion	129
CONCLUSION GENERALE.....	130
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	132
ANNEXES	151

Liste des Figures

Figure 2.1. Distribution des LIPS sur Terre d'après (Bryan et Ferrari, 2013)	03
Figure 2.2. Age des extinctions massives et des LIPs. La province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) mise en place il y a 200 Ma coïncide avec la grande période d'extinction de la limite Trias-Jurassique (Courtillet et Renne, 2003).....	05
Figure 2.3. Schéma explicatif de la migration du matériel mantellique depuis l'interface Noyau-Manteau formant des chambres magmatiques en atteignant la lithosphère (Thorne et al., 2004)	06
Figure 2.4. Distribution de la CAMP sur les quatre continents	08
Figure 2.5. Modèle schématique de la formation de la CAMP selon Whalen et al. (2015).....	10
Figure 3.1. Situation géographique de la zone d'étude. Les données d'altitude ont été obtenues à partir des Images SRTM	12
Figure 3.2. Carte géologique du flanc nord du bassin de Tindouf, d'après la carte géologique du Maroc au 1.000.000e	14
Figure 3.3. Carte géologique simplifiée du flanc sud du bassin de Tindouf, d'après la carte géologique de l'Afrique de l'ouest	16
Figure 3.4. Photographies illustrant les deux types de dolérites les plus abondants (Sills et Dykes). (a) : Un grand Sill dans la région d'Oum-El-Ksi. (b) : Un long dyke au sud du bassin de Tindouf	17
Figure 3.5. Situation de la zone d'étude vis-à-vis des événements géodynamiques, modifiée d'après Peucat (2005).....	17
Figure 3.6. Reconstruction paléogéographique à environ 2.0 Ga (McReath and Faraco, 2006). GS Guyana Shield; SLC São Luiz Craton; WAC West African Craton. En rouge, représentation schématique des régions des ceintures de roches vertes.....	18
Figure 3.7. Fragmentation du continent Rodinia et apparition du continent Gondwana Est (Trompette, 2000)	19

Figure 3.8. Les failles majeures provoquées par les deux collisions de craton ouest africain avec le bouclier Touareg et le continent Avalonian ...	20
Figure 3.9. Collision des Continents Laurentia et Gondwana et la formation de la chaîne hercynienne (Blakey, 2014)...	21
Figure 4.1. Composition et propagation d'une onde électromagnétique ...	22
Figure 4.2. Spectre électromagnétique du domaine de la lumière visible	23
Figure 4.3. Excitation des électrons produisant une absorption puis une émission d'énergie (Clenet et al., 2013).....	23
Figure 4.4. Chemin emprunté par le rayonnement depuis le soleil jusqu'à la station de traitement	24
Figure 4.5. Signature spectrale de plusieurs types de roches (Leverington, 2009). 1 et 2 : Calcaires. 3 :Dolomite. 47 : Grès. 8 : Argiles. 9 : Intrusion du Gabbro	25
Figure 4.6. Bande d'absorption dans le spectre de l'Hématite causée par les transitions des électrons dans le fer (Rockwell, 2004).....	26
Figure 4.7. Effet de la patine sur la réponse spectrale. Le spectre observé et mesuré en laboratoire résulte de l'interaction du rayonnement incident (trait en bleu) avec une couche de goethite épaisse d'environ 15 μm (trait en rouge). Ce faisceau est ensuite transmis à un grain de diopside (trait en vert). Le faisceau traverse à nouveau la patine et le spectre observé correspond à la convolution des signatures des milieux dans lesquels le rayonnement à interagit (trait en cyan). (Roy, 2007).....	27
Figure 4.8. Positions et noms des scènes utilisés. Il faut noter que LandSat 7 et 8 ont le même système de géolocalisation WRS2	29
Figure 4.9. Notion de la résolution spatiale	30
Figure 4.10 Aperçu général en niveau de gris de la variation radiométrique observée sur les dolérites de Zemoul dans toutes les bandes multispectrales du capteur LandSat 7. Les dolérites sont bien visibles sur la bande 7 en teintes sombres	32
Figure 4.11. Composition en lumière naturelle 321 en Mode RGB. (a) Flanc Nord du bassin. (b) Flanc Sud du bassin. D ; Dolérites, S ; Sable, St ; Stéphanien, T ; Tournaisien,	

LV; Viséen Inférieur, *UV*; Viséen Supérieur, *W* ; Westphalien, *N*; Namurien, *LDv*; Dévonien Inférieur, *MDv*; Dévonien Moyen, *UDv*; Dévonien Supérieur 33

Figure 4.12. Composition en fausse couleur 731 en Mode RGB. (a) Flanc Nord du bassin. (b) Flanc Sud du bassin. *D*; Dolérites, *S*; Sable, *St*; Stéphanien, *T*; Tournaisien, *LV*; Viséen Inférieur, *UV*; Viséen Supérieur, *W* ; Westphalien, *N*; Namurien, *LDv*; Dévonien Inférieur, *MDv*; Dévonien Moyen, *UDv*; Dévonien Supérieur 34

Figure 4.13. Extraction d'une formation initialement confuse avec une autre. Cette figure illustre le rôle d'utilisation des rapports de bandes 35

Figure 4.14. Combinaison entre 3 rapports de bandes pour l'affichage en mode RGB. Les pixels en rouge sont le résultat des grandes valeurs radiométriques au niveau du premier rapport, de même pour les pixels bleus où le troisième ratio, présentent les valeurs les plus élevées..... 35

Figure 4.15. Les ratios 7/5, 2/5 et 1/5 affichés en mode RGB respectivement. Les dolérites sont de couleur cyan (bleu clair), tandis que les formations paléozoïques sont en couleur rosâtre. (a) Application au flanc nord. (b) application au flanc sud 36

Figure 4.16. a) Présentation sous forme d'un radar des coefficients de corrélation entre les 6 composantes. b) Limite d'extraction suivant les teste « Scree » de Cattell (1966)..... 38

Figure 4.17. CP3, CP2 et CP1 affichées en mode RGB. (a) Flanc nord du bassin de Tindouf. (b) Flanc sud du bassin de Tindouf. La toponymie est la même que la Figure 4.12 38

Figure 4.18. Kernels du filtre Sobel dans les 4 directions..... 39

Figure 4.19. X-Profile illustrant la discontinuité créée par un Dyke dans la région de Zemoul. 40

Figure 4.20. Exemple de fonctionnement d'un Kernel 5x5 d (135°) de Sobel 40

Figure 4.21. . Extraction des dykes par filtrage directionnel. (a) filtre sobel EW. (b) Filtre Sobel NS. (c) Filtre Sobel NESW. (d) Filtre Sobel NWSE. La figure montre bien

l'importance du choix de la direction de filtre perpendiculaire à la direction des linéaments 41

Figure 4.22. Carte de densité et d'orientation des linéaments dans le bassin de Tindouf. Les linéaments correspondent la plupart du temps à des dykes et quelques failles 42

Figure 4.23. Carte de répartition des dolérites sur le flanc nord de bassin de Tindouf 43

Figure 4.24. Carte de répartition des dolérites sur le flanc sud du bassin de Tindouf. La légende est la même que la figure 4.23 43

Figure 5.1. Carte de positionnement des points d'échantillonnage 44

Figure 5.2. Dolérite altérée de la Région de Tinfouche 45

Figure 5.3. Un sill doléritique surmonté par une dalle calcaire du Viséen supérieur. (c) bombement présentant une bréchification, il pourrait s'agit d'une cheminée d'alimentation 45

Figure 5.4. (a) et (b) dolérites altérées (altérations en boules) appartenant respectivement aux régions d'Oum Oulili et de Hassi Mouizine. (c) Affleurement important de dolérites très sombres dans la région d'Oum Oulili. (d) grand sill dans la région de Hassi Mouizine, avec de grands blocs de dolérites peu altérées..... 46

Figure 5.5. Caractéristiques des dolérites dans les régions de Djfeïrat et de Bou Zrazer. (a) et (b) Dolérites en gros blocs fracturés dans la région de Djfeïrat. (c) circulation d'eau dans les fractures des dolérites. (d) changement d'épaisseur du sill au niveau d'une faille. (e) les dolérites dans la région de Bou Zrazer. (f) Oued Bou Zrazer..... 47

Figure 5.6. Caractéristiques des dolérites dans la région d'Oum El Ksi. (a) sills avec de petits blocs de dolérites de formes sphériques. (b) blocs sub-sphériques de taille moyenne. (c) une des cheminées localisée au cœur de l'anticlinal d'Oum el Ksi. (d) une forte bréchification caractérise les deux cheminées..... 48

Figure 5.7. Les dolérites dans la région de Khneg Ladjouad. (a) Dolérites en gros blocs dans un sills au niveau du point TINB12. (b) et (c) disposition et densité des blocs formant les sills des points TINB13, TINB14 et TINB15. (d) vue d'ensemble des sills près du point TINB14..... 49

Figure 5.8. Dolérites des cheminées d'El Akla. (a) Dolérite présentant un aspect scoriacé. (b) Dolérites avec un aspect scoriacé recouvertes à moitié par le sable. (c) en Massifs dunaires du Zemoul. (d) Des cheminées doléritiques se cachent elles sous le sable ? 50

Figure 5.9. Différents stades d'altération des dolérites dans le flanc nord de bassin de Tindouf. 51

Figure 5.10. Effet de la patine sur la couleur des dolérites..... 51

Figure 5.11. Influence des produits d'altération des dolérites sur la précision des traitements. (a) positions des figure (b) et (c) sur l'image de rapport de bandes. (b) Altération en grains de petites tailles (loin de la source). (c) altération en gros grains, proche de la source. Les altérations se traduisent par des variétés de bleu claire sur l'image. Il faut noter que ces petites dolérites charriées par les oueds ne peuvent être considérées comme des affleurements..... 52

Figure 5.12. (a) Un sill surmonté par une dalle gréseuse. (b) Situation de l'endroit où l'image (a) a été prise, en tirets bleus : continuité du sill..... 52

Figure 5.13. Différence de couleur des dolérites. (a) Couleur marron, cheminée d'El Akla. (b) couleur sombre, sills de Bou Zrazer..... 53

Figure 5.14. Les calcaires bleus, sont le niveau supérieur du Viséen Inférieur qui marque le passage au Viséen Supérieur. (a) Calcaires bleus à lumachelles dans la zone de Smeïra. (b) endroit où les calcaires bleus ont été observés. (c) dalle de calcaires bleus qui affleure sur plusieurs dizaines de mètres. (d) endroit où la dalle de calcaires bleus a été observée. 53

Figure 5.15. Dolérites dans les dykes du flanc sud du bassin de Tindouf. (a) dolérite présentant un stade avancé d'altération (Photo : N. Merabet, CRAAG). (b) affleurement d'un dyke géant avec une manifestation en surface de dolérites altérées (Photo : N. Merabet, CRAAG). 54

Figure 5.16. Dolérites des sills dans le flanc sud du bassin de Tindouf. (a) dolérite en grands blocs. (b) un grand sill doléritique avec des dolérites de tailles moyenne, le produit d'altération occupe la région de son voisinage. (Photos : N. Merabet, CRAAG). 54

Figure 5.17. Préparation des échantillons. (a) Photo de la scie qu'on a utilisé. (b) Sac des cubes de l'échantillon TINB01, (c) et (d) Cubes des échantillons TINB16 et IGM05, préparés pour les sections polies (on remarque les sulfures sur les échantillons)..... 55

Figure 5.18. Les étapes de préparation des poudres. (a) broyage des cubes en petits grains. (b) étapes de préparation des supports d'analyse DRX. (c) étapes de préparation des pastilles pour l'analyse FRX 56

Figure 5.19. Les étapes de la calcination 58

Figure 5.20. Préparation des lames minces (a) et des sections polies (b) 58

Figure 5.21. Distribution des dolérites suivant leur texture 59

Figure 5.22. Photos au microscope polarisant en lumière polarisée et analysée (LPA) montrant la texture intergranulaire des sills de l'enveloppe externe (a) et (b). Une chlorite observée en lumière polarisée non analysée (c) et en lumière polarisée analysée (d). *Pl* : Plagioclases, *Cpx* : Clinopyroxènes, *Ox* : oxydes ferro-titanés, *Chl* : Chlorite. 59

Figure 5.23. Photo au microscope polarisant en lumière polarisée et analysée (LPA) montrant les microlites de plagioclases englobés dans des gros cristaux de clinopyroxènes. 60

Figure 5.24. Photos au microscope polarisant en lumière polarisée et analysée (LPA) montrant une texture granophyrique. (a) cheminées de Zemoul. (b) Cheminée d'Igma. (c) et (d) phénocristaux de calcite zonés et blindés par une matrice, en lumière polarisée et analysée (c), en lumière polarisée non analysée (d). *Pl*: Plagioclases, *Qz*: Quartz, *Bt*: Biotite. 60

Figure 5.25. Photos au microscope en lumière réfléchie montrant des variétés de types de sulfures. (a) assemblage Pyrite-Chalcopyrite dans l'échantillon de Zemoul. (b) une pyrite de grande taille renferme des grains de chalcopyrite. (c) Contacte entre des grains de chalcopyrite et de galène. (d) zoom sur une zone de contact entre la chalcopyrite et la galène montrant une sphalérite tout le long de la zone de contact. (e) pyrite en grain allongé très fin (cheminée de Igma).. 61

Figure 5.26. Pyrite sous MEB (a), image MEB traitée et filtrée montrant uniquement la pyrite en vert (b) et Pics de S et de Fe obtenus par l'analyse EDS (c). 62

Figure 5.27. Chalcopryrite sous MEB (a), photo MEB traitée montrant la sphalérite en bleu (b) et pics de Cu et de S obtenus par l'analyse EDS (d). 63

Figure 5.28. Photo MEB (a), photo MEB traitée montrant la sphalérite avec une couleur jaune d'or (b) et pics de Zn, S, Fe et Cu obtenus par l'analyse avec EDS (d) 63

Figure 5.29. Photo MEB (a), photo MEB traitée montrant les grains de galène en rouge (b) et les pics de Pb et Fe obtenus par l'analyse EDS (d) 64

Figure 5.30. Analyse EDS ; sur l'Arsénopyrite (a) et sur la Cobaltite (d). Photo MEB de l'Arsénopyrite (b) et de la cobaltite (c)) 65

Figure 5.31. Molybdénite vue au Microscope Electronique à Balayage (b), Pic de Mo obtenu avec la sonde EDS (a). Des pics de Titane et des traces de Platine (*Pt*), Bismuth (*Bs*), Chrome (*Cr*) et Samarium (*Sm*) obtenues avec la sonde EDS (c). Photo au MEB de l'Ilménite (d) et (f). Pic de Vanadium et traces de Néodyme (e) 65

Figure 5.32. Diagrammes de variations montrant l'effet de la zonation des cheminées. ♦ *Groupe 01* (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12). ● *Groupe 02* (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17). ▲ *Cheminées* (T161 et T162). 67

Figure 5.33. Vésicules remplies de calcite (Cheminée d'El Akla). 68

Figure 5.34. Digramme TAS des dolérites étudiées. Trois groupes peuvent être différenciés. ♦ *Groupe 01* (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12). ● *Groupe 02* (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17). ▲ *Cheminées* (T161 et T162) 69

Figure 5.35. Diagramme de TiO₂ vs. FeO_t/MgO des dolérites du flanc nord du bassin de Tindouf. *Low Ti CAMP* : domaine des tholéiites pauvres en titane. *High Ti CAMP* : domaine des tholéiites riches en titane. ♦ *Groupe 01* (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12). ● *Groupe 02* (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17). ▲ *Cheminées* (T161 et T162) 69

Figure 5.36. Diagrammes de variation oxydes / [Mg] des dolérites étudiées. $[Mg] = Mg / (Mg + Fe^{2+})$, avec Fe^{3+}/Fe^{2+} normalisé à 0,15. ◆ **Groupe 01** (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12). ● **Groupe 02** (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17). ▲ **Cheminées** (T161 et T162) 70

Figure 5.37. Diagramme des éléments mineurs en fonction de [Mg] montrant l'évolution de la composition du magma suivant sa différenciation. $[Mg] = Mg / (Mg + Fe^{2+})$, avec Fe^{3+}/Fe^{2+} normalisé à 0,15. ◆ **Groupe 01** (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12). ● **Groupe 02** (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17). ▲ **Cheminées** (T161 et T162) 71

Figure 5.38. Spectre de l'échantillon TINB01, les pics sont numérotés et les valeurs de d sont reportées sur le Tableau 5.3 72

Figure 6.1. Variation de la réflectance suivant les bandes du capteur LandSat 8 sur 18 affleurements de dolérites 75

Figure 6.2. Variation de la teneur en FeO, MgO et CaO pour les trois groupes. La teneur en oxyde de fer varie inversement avec celles des oxydes de magnésium et de calcium 75

Figure 6.3. Oxydes à l'origine de la variation de la réflectance d'un groupe à l'autre 76

Figure 6.4. Réponses spectrales des dolérites et des formations du voisinage 77

Figure 6.5. Teintes des dolérites et des formations de voisinage sur les trois ratios et sur l'image combinée en RVB 78

Figure 6.6. Affichage en mode RVB des ratios $b7/b5$, $b5/b4$ et $b4/b3$. Les dolérites apparaissent en marron 78

Figure 6.7. Les deux groupes de dolérites sont bien distincts montrant une teinte marron foncé pour le groupe 1 (G1) et marron clair pour le groupe 2 (G2). (a) au niveau de Bou Zrazier (b) au sud de la ville de Tata (Maroc). (c) au nord de Igma. (d) au nord de Hassi Mouzine. 79

Figure 6.8. Les dolérites du flanc sud du bassin de Tindouf. (a) affleurements de dolérites de forme circulaires, (b) Sills appartenant à l'unité récurrente (G1..... 80

Figure 6.9. Quelques dykes du flanc nord du bassin de Tindouf. (a) trois grands dykes, dont celui de Foum Ferkech, qui à l'ouest de Zemoul. (b) deux dykes mis en place dans d'anciennes failles décrochantes. (c) deux dykes au nord de Zemoul, le dyke à droite montre des variations d'épaisseur, la teinte montrée par la partie étroite indique que ces dolérites appartiennent au groupe 1 (unité récurrente). (d) un dyke à l'ouest de Djfeïrat..... 81

Figure 6.10. Dykes du flanc sud du bassin de Tindouf..... 81

Figure 6.11. L'indice $2 \times b5/b7$ montrant les dolérites en couleur noire 82

Figure 6.12. Application de l'indice sur le flanc nord de bassin de Tindouf. (a) image montrant des sills et des dykes extraits par l'indice. (b) zoom sur deux dykes, cette image montre que le dyke à l'ouest de Hassi Mahmoud continue au sud, et il est recouvert par la hamada par endroits..... 83

Figure 6.13. Extraction des dolérites par l'utilisation des opérateurs *LT* et *AND* depuis le module band math de l'ENVI)..... 84

Figure 6.14. Signature spectral de l'Anorthite depuis la bibliothèque spectrale USGS (Clark et al., 2007)..... 85

Figure 6.15. Résultats de l'application de la détection semi-automatique par l'angle spectral (Spectral angle mapper) sur l'Anorthite)..... 86

Figure 6.16. Résultats de l'application de la détection semi-automatique par l'angle spectral (Spectral angle mapper) sur l'Augite. Les cheminées sont bien visibles en rose 86

Figure 6.17. Le jeu décrochant des failles au nord de bassin de Tindouf et la mise en place des dykes. (a) le grand dyke de Ksi-ksou occupe une ancienne faille avec un décrochement dextre. (b) réseau de dykes au nord de Zemoul présentant un jeu décrochant dextre pour 1 et senestre pour 2 et 3. (c) ouverture d'une faille suite à l'orogénèse hercynienne et mise en place du magma vers 200 Ma, la variation de

l'épaisseur du dyke nous renseigne sur le type de contraintes et leur direction. (d) schéma en 3 dimensions de la segmentation du Tournaisien visible sur l'image (b) .. 87

Figure 6.18. Structuration de flanc nord du bassin de Tindouf..... 88

Figure 6.19. Bandes 4, 3 et 2 du capteur Sentinel 2A affichées respectivement en mode RVB. Les failles et les dykes sont représentés en jaune. Les cheminées volcaniques sont représentées en bleu 89

Figure 6.20. Carte lithostructurale du bassin de Tindouf issue des traitements de télédétection 90

Figure 6.21. Distribution des deux unités de dolérites dans le flanc nord du bassin de Tindouf 91

Figure 7.1. Modèle 3D de Zemoul. (a) Bloc 3D depuis le logiciel Noddy. (b) Anomalie gravimétrique résultante. (c) anomalie magnétique résultante, cette carte montre que les structures verticales (dykes) ont été les mieux détectées. (d) filtre tilt dérivative. (e) filtre de la première dérivée verticale..... 111

Figure 7.2. Description des filtres appliqués sur la carte de prolongement vers le haut de 500m de la carte de Bouguer 112

Figure 7.3. Affichage de la grille de l'anomalie régionale en 3D. P1, P2 et P3 indiquent les anomalies positives et N1, N2 et N3 indiquent les anomalies négatives. Des discontinuités gravimétriques qui peuvent constituer des failles de socle sont représentées sur le bloc 3D par des droites discontinues en jaune..... 113

Figure 7.4. Prolongement vers le haut selon 4 hauteurs différentes. (a) prolongement de 500m, (b) de 1000m, (c) de 3 Km et (d) de 5 Km. 114

Figure 7.5. Carte du signal analytique 115

Figure 7.6. Carte du signal analytique superposée avec un MNT, cette carte montre la direction de plongement des sills grâce aux maximas du signal analytique..... 116

Figure 7.7. Carte de la première dérivée verticale 116

Figure 7.8. Carte de tilt angle (tilt dérivative).....	118
Figure 7.9. Carte issue d'une mosaïque entre deux cartes de l'anomalie magnétique dans la région de la dorsale Réguibat. A droite, carte de l'anomalie magnétique du flanc sud du bassin de Tindouf (Allek et Hamoudi, 2008) et à gauche carte filtrée de l'anomalie magnétique de la Mauritanie (Jessell, 2016)	118
Figure 7.10. Positionnement des puits et du tracé de la coupe sismique (Figure 7.12)	119
Figure 7.11. Colonnes stratigraphiques des puits dans le bassin de Tindouf avec la position des dolérites (Chabou, 2008)	120
Figure 7.12. Coupe sismique Nord-Sud. (1) Section sismique montrant les différents niveaux stratigraphiques avec des failles et des intrusions interprétées. (2) reconstitution des limites entre les formations sédimentaires, la grande discontinuité représentée par la zone mylonitique peut être liée à la grande faille d'Oum El Assel. Les deux coupes ont été modifiées d'après Kettouche (2009)	121
Figure 7.13. Coupe géologique reconstituée depuis les deux coupes de la figure 7.12	121
Figure 7.14. Rupture de la dalle Rheique vers 200 Ma engendrant un réchauffement du manteau supérieur et une remontée du matériel magmatique (Whalen et al., 2015)	122
Figure 7.15. Stratigraphie des différents groupes de dolérites dans le bassin de Tindouf et variations de la teneur de certains éléments	123
Figure 7.16. Modèle géodynamique simplifié de mise en place du magmatisme de la CAMP dans le Sud-Ouest algérien, exemple du bassin de Tindouf (Chabou, 2008). En rouge : magmas pauvres en Ti d'origine lithosphérique (~199 Ma, par analogie au Maroc ; Knight et al., 2004 ; Marzoli et al., 2004). En marron : magma apparenté à l'unité récurrente, avec contribution asthénosphérique (~196 Ma au Maroc, Verati et al., 2007)	124

Figure 7.17. Modèle schématique de mise en place des trois types de Dolérites CAMP autour de la Dorsale Réguibat. 1) Mise en place sans contribution asthénosphérique. 2) mise en place avec contribution asthénosphérique Le modèle n'est pas à l'échelle 124

Figure 7.18. Structuration du bassin de Tindouf par deux systèmes de failles. État initial du bassin affecté suite aux orogénèses antéhercyniennes par des failles normales orientées OE a ONOESE, c'est le premier système de failles. Stade initial avec une rejeu de failles en cisaillement dextre, il correspond au début de la phase hercynienne. Stade final de la phase hercynienne avec apparition d'un deuxième système de failles orienté NESW, ce système de failles correspond aux failles de type P dans le modèle de Riedel. Le grand axe du pli Zemoul-Igma-Tinfouchy est réorienté suivant ce deuxième système de failles la mise en place des sills et des dykes. Les dykes sont introduits dans le deuxième type de failles. D'où leur orientation NESO. Les sills épousent la forme plissée des formations paléozoïques..... 125

Figure 7.19. Mise en place des dolérites suivant les grandes failles ENEOSO, flanc sud du bassin de Tindouf..... 126

Figure 7.20. Modèle numérique de terrain (MNT) dans la région de Zemoul affiché en 3D. Ce modèle montre la forme des sills qui s'accorde avec l'axe anticlinal Zemoul 126

Figure 7.21. Bombement liées à la mise en place des dolérites dans le flanc nord du bassin de Tindouf 127

Figure 7.22. Modèle 3D illustrant le mode de mise en place des sills et des massifs volcaniques (Cheminées dans le flanc nord du bassin de Tindouf) 128

Liste des Tableaux

Tableau 4.1. Caractéristiques des bandes des capteurs LandSat 8 et Sentinel 2A. LandSat 7 ETM+ a les mêmes bandes que LandSat 8 sauf qu'il ne possède pas les Cirrus et les Aérosols.....	30
Tableau 4.2. Intervalles moyens de réflectance des dolérites et de leurs encaissants	32
Tableau 4.3. Matrice de corrélation	37
Tableau 5.1. Calcul de la perte en eau	57
Tableau 5.2. Résultats d'analyses chimiques en éléments majeurs et mineurs sur 18 échantillons de dolérites du flanc nord du bassin de Tindouf	66
Tableau 5.3. Caractéristiques des pics de l'échantillon TINB01, le pic N° 11 est le plus grands avec un $d = 3.2065$	73
Tableau 6.1. Caractéristiques des pics de l'échantillon TINB01, le pic N° 11 est le plus grands avec un $d = 3.2065$	74
Tableau 7.1. Densités de quelques roches ignées, Les dolérites se places entre le basalte et le gabbro (Chouteau, 2002)	110
Tableau 7.2. Description des filtres appliqués sur la carte de prolongement vers le haut de 500m de la carte de Bouguer	110

Résumé

La province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) est la plus grande province magmatique sur Terre. Sa mise en place à la limite Trias/Jurassique est liée à la fragmentation initiale du super continent pangéen. On retrouve aujourd'hui les manifestations de cette province sous forme de sills, dykes et coulées basaltiques sur les quatre continents (Afrique, Europe, Amérique du Nord et Amérique du Sud). En Algérie, les formations de la CAMP sont connues à l'Ouest et le Sud-Ouest. Du point de vue géochimique, ces roches sont des tholéiites à quartz typiques de la CAMP. Dans le bassin de Tindouf, les formations de la CAMP consistent en sills, dykes et massifs circulaires.

Le but de ce travail est de cartographier ces formations et de comprendre leur mode de mise en place, en se basant sur les données de surface et de subsurface. Les données de surface consistent en données de terrain, pétrographique et géochimique et les résultats des traitements d'images satellitaires. Les données de subsurface se basent sur celles de la sismiques et de l'aéro-gravimétrie.

Trois groupes de dolérites ont été mis en évidence par la télédétection et la géochimie. Il s'agit du groupe de l'unité récurrente riche en fer, celui de l'unité supérieure moins riche en fer et le groupe des cheminées qui est très évolué et riche en Ni, Cu, Pb, Zn et en PGE.

Le mode de mise en place semble de ces formations magmatiques dans le bassin de Tindouf semble être contrôlé par les événements tectoniques majeurs qui ont affecté cette zone. Les dykes se sont mises en place dans les vestiges d'anciennes failles et les sills dans les formations plastiques du Paléozoïque.

Abstract

The central Atlantic magmatic province (CAMP) is the largest magmatic province on Earth. Its emplacement is related to the break-up of the Pangea. CAMP is represented by tholeiitic dikes, sills, and lava flows in North and South America, Africa, and Europe. In Algeria, quartz tholeiite CAMP formations are located in the western and southwestern part of the country. In the Tindouf basin, CAMP dolerites consist of sills, dikes and circular massifs.

The aim of the present work is to mapping CAMP formations using remote sensing techniques, geochemistry and geophysics. This will help us to understand the emplacement mechanism of the CAMP in Tindouf Basin.

Three dolerites groups were highlighted, the first is the iron rich sills belonging to the recurrent unit, the second is less rich on iron and belong to the superior unit while the third consist of circular massifs which characterized by an Ni-PGE-Cu enrichment.

The emplacement mechanism appears to be controlled by the major tectonic events, the dikes intruded in the faults and sills inside plastic Paleozoic formations.

Chapitre I

Introduction Générale

La Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) est l'une des plus grandes provinces ignées du Phanérozoïque. Sa mise en place est liée à la dislocation de la Pangée et à l'ouverture de l'océan Atlantique (Chabou et al., 2007; Chabou et al., 2010 ; Jourdan et al., 2009), où une grande quantité de magma a fait éruption à la limite Trias-Jurassique (201 Ma) (Davies et al., 2015 ; Marzoli et al., 2004). Ce magma est essentiellement de nature basaltique et ses manifestations se présentent aujourd'hui sous forme de sills et dykes doléritiques et de coulées de basaltes, réparties sur les quatre continents Africain, Européen, Nord-Américain et Sud-Américain qui étaient réunis au sein de la Pangée il y a 200 Ma (Jerram et Widdowson, 2005). La partie africaine de cette province s'étend du domaine atlasique (Algérie et Maroc) au Nord jusqu'aux côtes Ivoiriennes au sud, tandis que sa limite orientale semble coïncider avec la suture panafricaine. En Algérie, les formations de la CAMP sont actuellement bien connues dans sa partie ouest et Sud-Ouest. Chabou (2001, 2008) et Meddah et al. (2010) ont étudié ces formations, qui du point de vue géochimique sont des tholéiites à quartz peu différenciées typiques de la CAMP. Des âges situés entre 194 et 201 Ma ont été obtenus par datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur ces roches (Chabou et al., 2007).

Une partie des dolérites du Sud-Ouest Algérien affleure dans le bassin de Tindouf et sont caractérisées par deux systèmes de mise en place qui sont fortement liés aux événements tectoniques ayant affectés la région. Au niveau du flanc nord, les dolérites se présentent sous forme d'un impressionnant système de sills. Dans l'axe Zemoul-Igma, ces sills affleurent au sein des formations paléozoïques (Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur), en épousant la forme plissée de ces formations. Les dykes, orientés NE-SO, sont moins abondants, et leurs longueurs peuvent être importantes. Au centre des structures anticlinales du Zemoul, d'Oum El-Ksi et d'Igma, les dolérites se présentent sous forme de massifs circulaires avec des rayons allant de 100 m au niveau de Tinfouchy et Smeïra jusqu'à 1 Km au niveau de Zemoul et Igma. Ces massifs représentent probablement des cheminées volcaniques.

Les dolérites du bassin de Tindouf, qui sont bien étudiées du point de vue pétrographique, géochimique et géochronologique, sont moins bien connues du point de vue extension, mode de mise en place, et distribution en subsurface. Vu l'immensité de la zone d'étude et l'inaccessibilité de certains endroits, les outils de la télédétection s'avèrent être nécessaires pour étudier l'extension de ces formations. Par ailleurs, l'étude de la distribution en subsurface des dolérites dans le bassin de Tindouf ne peut être effectuée sans l'apport des données de la géophysique. Ces études permettent ensuite d'aborder le problème de mise en place de ces formations magmatiques.

Notre travail de thèse a pour objectif d'aborder ces aspects encore mal connus des dolérites de la CAMP dans le bassin de Tindouf.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons suivi le plan de travail suivant : dans le **chapitre II**, nous présenterons des généralités sur les formations magmatiques de la CAMP et une synthèse des travaux effectués sur sa partie algérienne. Le **chapitre III** est consacré à la géologie de la région d'étude et à son cadre géodynamique. La partie télédétection fait l'objet du **chapitre IV**, et comporte un aperçu sur les bases physiques de la télédétection et les traitements préliminaires réalisés sur les images satellitaires LandSat 7 ETM⁺ (Enhanced Thematic Mapper) et OLI (Operational Land Imager) de la région. Les images SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) et GDEM (Global Digital Elevation Model) ont également été utilisées dans cette partie pour extraire l'information topographique. Le **chapitre V** est consacré aux résultats de la mission de terrain et aux travaux de laboratoire. Ces derniers comportent une étude pétrographique sur lames minces et sections polies, et une étude géochimique. Les données de terrain ont confirmé et corrigé les résultats obtenus dans le chapitre IV et les résultats de l'étude géochimique ont permis de définir et d'appliquer des traitements avancés de télédétection qui sont l'objet du **chapitre VI**. Le **chapitre VII** est consacré à l'étude de la répartition des dolérites en subsurface en utilisant les données de la géophysique (traitements des données aéro-gravimétriques). Les résultats obtenus ont ensuite fait l'objet d'une discussion en ce qui concerne le mode de mise en place de ces dolérites dans le bassin de Tindouf. Le dernier chapitre de ce travail présente une **conclusion générale** et des recommandations.

Chapitre II

Généralités sur les Grandes Provinces Volcaniques (LIPs)

2.1. Les Grandes Provinces Volcaniques (Large igneous provinces ou LIPs)

Les grandes provinces volcaniques (ou Large Igneous Provinces, LIPs, en anglais), sont le résultat de l'éruption de grandes quantités de magmas de nature basaltique en un temps géologique très bref (Saunders, 2005; Bryan and Ferrari, 2013; Ernst et al., 2013). Elles occupent de vastes superficies sur Terre, et sont composées essentiellement de roches mafiques de nature tholéiitiques qui se présentent sous forme de coulées, , sills, et dykes (Ernst and Buchan, 2003; Hargitai et al., 2014). La mise en place de ces grandes provinces volcaniques est souvent associée à des périodes d'extinctions massives sur Terre (Wignall, 2001) et à des événements tectoniques de grande ampleur. Le terme "Continental Flood Basalts" (CFB), désigne les LIPs qui se sont mises en place sur les continents, tandis que le terme Oceanic Flood Basalts (OFB) désigne celles qui ont fait éruption sous les océans en formant les plateaux océaniques. Les coulées basaltiques continentales (CFB) sont les plus répandues et les mieux étudiées (les anciens plateaux océaniques ont été engloutis à l'intérieur de la Terre dans les zones de subduction, et les plus récents sont difficiles à étudier étant donné qu'ils gisent à quelques km de profondeur). Les CFB sur Terre se différencient entre elles par l'âge et le mécanisme de leur mise en place et leur géochimie (Coffin et Eldholm, 2005; Ernst, 2014). Parmi les LIPs célèbres, citons la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP), la province de Karoo, la province de Paraná-Etendeka, la province Nord Atlantique...(Figure 2.1).

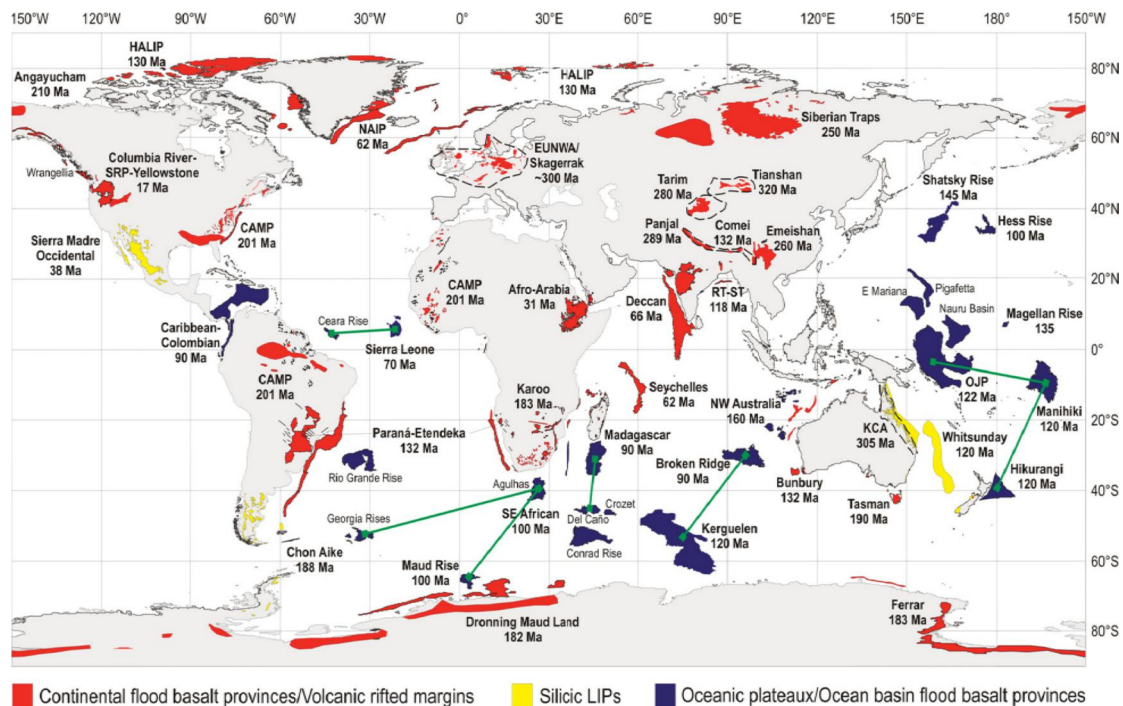


Figure 2.1. Distribution des LIPs sur Terre d'après (Bryan et Ferrari, 2013).

2.1.1. Intérêt d'étude des LIPs

L'étude des LIPs est d'une grande importance pour comprendre la géodynamique de la Terre. La mise en place des LIPs est souvent associée aux processus de rifting et d'ouverture océanique. Certaines LIPs ont pour origine l'arrivée en surface d'un super panache formée à la limite manteau-noyau (couche D). D'autres LIPs sont probablement liées à des processus géodynamiques qui se produisent dans le manteau terrestre.

Ces provinces volcaniques ont aussi un intérêt économique, car elles sont souvent associées à la formation de gisements métallifères (exemple : le gisement de platinoïdes lié à la province volcanique de Sibérie) où à la mise en place de kimberlites diamantifères ([Chiaradia et al., 2004](#) ; [Ernst and Jowitt, 2013](#) ; [Lightfoot et Evans-Lamswood, 2015](#)).

Les LIPs peuvent aussi avoir une influence sur la formation de gisements d'hydrocarbures, (exemples : les sills et dykes sont imperméables lorsqu'ils ne sont pas fracturés, et constituent ainsi des pièges pour le pétrole. La mise en place des LIPs peut accélérer la maturation des roches mères des hydrocarbures).

Par ailleurs, et lorsque les LIPs sont fracturées, elles favorisent l'infiltration des eaux de précipitations sur des surfaces considérables. Ainsi, lorsque les eaux atteignent le substratum imperméable, elles constituent des réservoirs d'eau douce de grandes capacités ([Chen et al., 1999](#); [Frape et al., 1984](#); [Paine et al., 2016](#)).

2.1.2. Age des LIPs et relation avec les extinctions massives

La relation entre l'éruption de grandes quantités de magmas et les périodes d'extinctions massives a fait l'objet de plusieurs débats scientifiques. Une simple comparaison entre l'âge des LIPs et l'âge des extinctions massives sur Terre montre une bonne corrélation entre ces deux phénomènes ([Figure 2.2](#)).

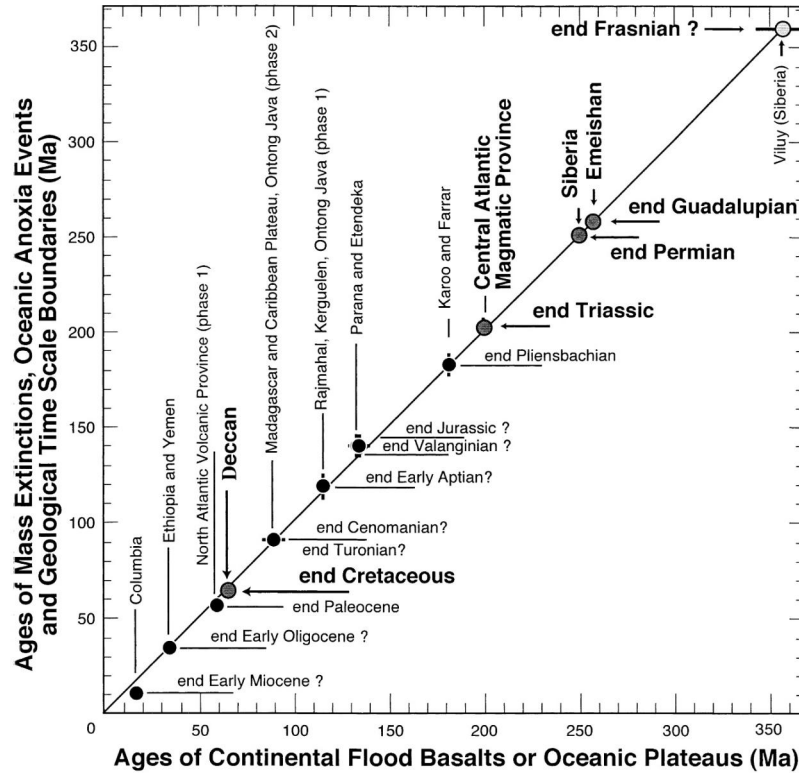


Figure 2.2. Age des extinctions massives et des LIPs. La province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) mise en place il y a 200 Ma coïncide avec la grande période d'extinction de la limite Trias-Jurassique (Courtillet et Renne, 2003).

L'éruption de grandes quantités de magmas en un court laps de temps engendre un déséquilibre environnemental. Dans un premier temps, les températures augmentent très rapidement et les gaz toxiques émis par le volcanisme perturbent la qualité de l'air en le rendant toxique. Dans un second temps, les grandes quantités de cendres volcaniques qui atteignent l'atmosphère empêchent les rayons du Soleil d'arriver sur Terre, ce qui induit des effets dévastateurs sur la végétation et une baisse sensible des températures (hiver nucléaire) (Keller et al., 2012).

2.1.3. Modèles de mise en place des LIPs

Les modèles sur l'origine des grandes provinces volcaniques demeurent controversés. Ces modèles doivent notamment apporter une réponse claire sur la question du mécanisme géodynamique responsable de la mise en place de grandes quantités de magmas en un très court laps de temps (quelques millions d'années). Tous les modèles présentés par les scientifiques ces dernières années se résument autour de deux hypothèses majeures : (i) celle de l'origine liée à un panache mantellique (mantle-plume model), (ii) origine non liée à un panache (non-plume models).

a. Les modèles du panache mantellique (Mantle Plume model)

L'hypothèse du panache mantellique associe la mise en place des LIPs à une migration de grandes quantités de matériel chaud, de la base du manteau (Interface Noyau-Manteau inférieur, ou couche D) vers le manteau supérieur (Figure 2.3). Le contraste de densité entre ce matériel chaud et le manteau environnant provoque la remontée du panache vers la surface. La chute de pression lithostatique induit une fusion partielle de la tête du panache générant ainsi une grande quantité de magmas.

L'hypothèse du panache mantellique est soutenu par plusieurs auteurs, et de nombreux modèles sont dérivés de cette hypothèse (Burd et al., 2014; Cagney et al., 2016; Campbell et Griffiths, 1990; Davies, 1995; Davies, 1999; DePaolo et Manga, 2003; Ernst et Buchan, 2002; Foulger, 2005; He et al., 2016; Heaman et al., 1992; Hughes et al., 2015; Jones et al., 2016; Li et al., 2015; Morgan, 1972 ; Pirajno, 2004; Schilling, 1973; Spice et al., 2016; Wang et al., 2007; Wang et al., 2015; Wilson, 1973). Bien que cette hypothèse permet d'expliquer la mise en place de la majorité des LIPs, elle est problématique lorsque l'on essaye de l'étendre à certaines provinces telles que la grande province d'Emeishan en Chine (Xu et al., 2008) ou la CAMP (McHone, 2000). Les limites d'adaptation des modèles de panache mantellique à certaines LIPs sont autour de la difficulté d'expliquer :

- Les modèles de panache associent souvent des bombements de la lithosphère avec la remontée du panache, or certaines LIPs se sont mises en place dans des zone de faible topographie, voir même dans des fossés.
- La géométrie radiale des dykes, souvent évoquée dans les modèles de panache mantellique, n'est pas vérifiée dans plusieurs LIPs.

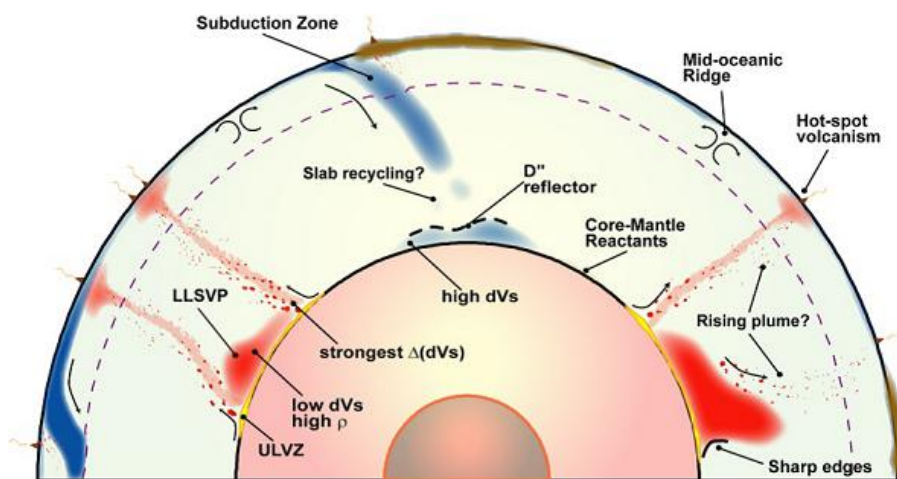


Figure 2.3. Schéma explicatif de la migration du matériel mantellique depuis l'interface Noyau-Manteau inférieur formant des chambres magmatiques en atteignant la lithosphère (Thorne et al., 2004).

b. Les modèles non liés à un panache mantellique (Non-Plume model).

Ce sont les modèles qui associent la mise en place des LIPs à d'autres processus lithosphériques et asthénosphériques, sans l'intervention d'un panache mantellique. Ces modèles ont été invoqués pour expliquer les problèmes liés aux modèles du panache mantellique. Des travaux récents de tomographie sismique ont par exemple montré l'absence de sources mantelliques profondes sous la lithosphère du Yellowstone (USA), ou de l'Islande (DePaolo and Manga, 2003). Le modèle de distension lithosphérique explique la mise en place du magma suite à la remontée de l'asthénosphère provoquée par cette distension. Cette distension engendre aussi un amincissement lithosphérique et une fracturation de la croûte (rift), cette fissuration contrôlera la mise en place du magma (Anderson, 1994 ; Bertrand, 1991 ; Falloon et Crawford, 1991). Ce modèle a été contesté par Courtillot (1999). D'autres auteurs associent la mise en place des LIPs à un déplacement de matériel suivant de petites cellules de convection depuis les zones de haute pression (sous une lithosphère épaisse) vers des zones de faible pression (sous une lithosphère mince). Cette décompression engendre une fusion partielle du matériel et la mise en place de grandes quantités de magma à la limite entre lithosphère épaisse (sous de vieux cratons) et lithosphère mince (sous les zones mobiles). C'est le modèle appelé « Edge driven Convection », souvent invoqué pour expliquer la mise en place de LIPs à la limite entre cratons et zones mobiles (Becker et al., 2016; King et Anderson, 1998; Marschall et al., 2013; McHone, 2000; Pique et Laville, 1995; Refayee et al., 2014; Tappe et al., 2016).

2.2. La Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP)

La Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) est l'une des plus grandes provinces ignées au monde. Elle occupe une superficie d'environ 1×10^7 Km² avec un volume approximatif de 1×10^6 Km³ (Chabou et al., 2007; Cohen et Coe, 2007; Marzoli et al., 2004; Marzoli et al., 1999; McHone, 2003; Peyve, 2013; Whalen et al., 2015; Whiteside et al., 2007). Sa mise en place est liée à la fragmentation initiale de la Pangée et à l'ouverture de l'océan Atlantique il y a 200 Ma (Bertrand et al., 2014; Chabou et al., 2010; Davies et al., 2015; Hames et al., 2003; Jourdan et al., 2009; Manspeizer, 2015; Nomade et al., 2007; Sebai et al., 1991; Wang et al., 2015; Whalen et al., 2015).

Cet évènement volcanique a engendré une accumulation d'immenses laves basaltiques sur les quatre continents ; Afrique, Amérique de Nord, Amérique de Sud et Europe. L'âge de la CAMP (200 Ma) coïncide avec la grande période d'extinction massive de la limite Trias-Jurassique (Blackburn et al., 2013; Cohen and Coe, 2002; Glikson et Groves, 2016; Hames et al., 2000; Lindström et al., 2015; Marzoli et al., 2004; Pálffy, 2003; Paris et al., 2016; Vande Schootbrugge et Wignall, 2016; Verati et al., 2007). Les roches de cette province, de nature essentiellement tholéiitique, se manifestent sous forme de sills, dykes et coulées basaltiques.

2.2.1. Distribution de la CAMP

La distribution des roches de la CAMP est bien illustrée par Chabou (2001, 2008). Ces roches se répartissent sur les quatre continents qui formaient le super continent de la Pangée au Trias et qui ont été dispersés depuis par la dérive des continents. On retrouve aujourd'hui ces roches sur les deux continents nord et sud américains, le Sud-Ouest du continent européen et au Nord-Ouest et Ouest de l'Afrique (Figure 2.4).

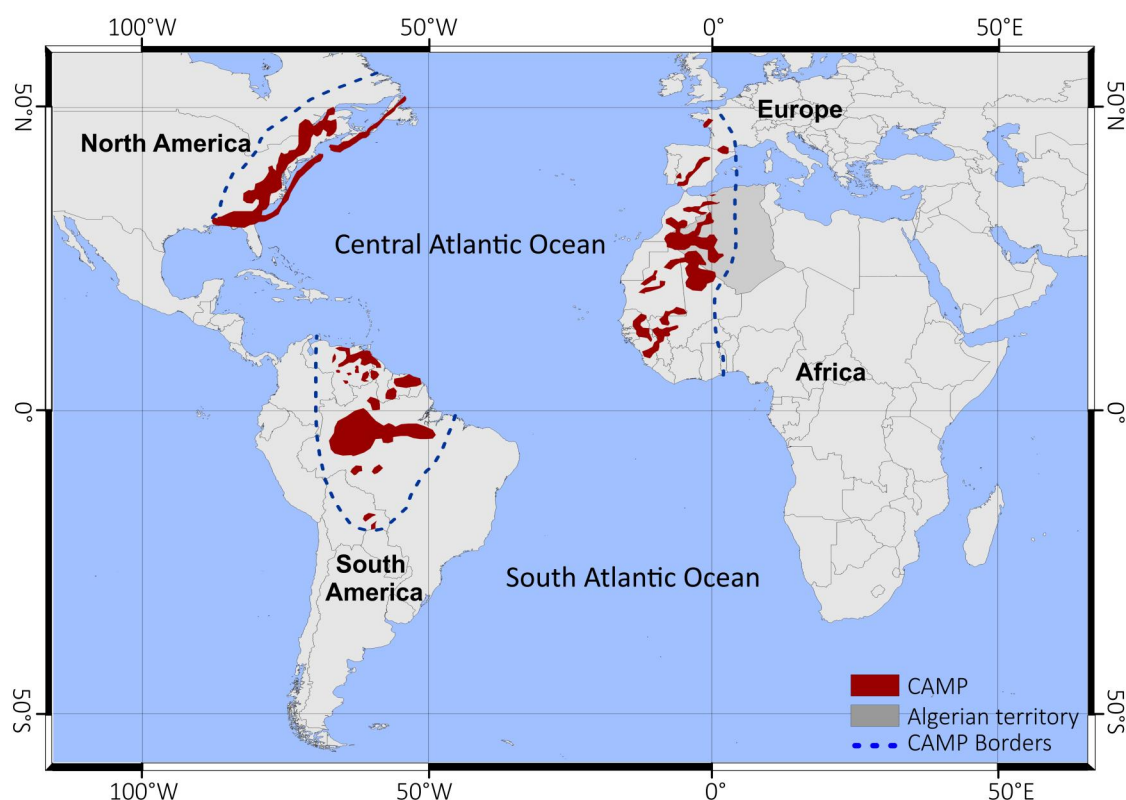


Figure 2.4. Distribution de la CAMP sur les quatre continents.

Actuellement, on ne connaît pas encore les limites exactes de cette province. Une étude récente sur les formations magmatiques basiques de la région de Lecrana dans l'Ouest de la Sicile (Italie) montre un âge et une affinité géochimique de ces roches similaires à celles de la CAMP (Cirrincione et al., 2014).

Si l'extension de la CAMP atteint la Sicile, cela laisse suggérer l'appartenance à la CAMP des formations magmatiques similaires à celles de Sicile qui existent en Afrique du Nord. La limite la plus au sud se trouve en Bolivie (Amérique du sud) dans la région de Entre Rios (Bertrand et al., 2014). La limite Est coïncide avec la chaîne des Appalaches de l'Amérique du Nord (McHone, 2000) tandis que sa limite Ouest semble correspondre à la suture pan-africaine (Chabou et al., 2007; 2010).

2.2.2. Mode de mise en place de la CAMP

La mise en place de la CAMP est liée à la dislocation de la Pangée et à l'ouverture de l'Atlantique central il y a 201 Ma. Pour expliquer la mise en place de la CAMP, plusieurs modèles ont été proposés, certains associent cette mise en place à un panache mantellique tandis que d'autres proposent une mise en place sans l'intervention d'un panache mantellique.

a. Modèles du panache mantellique

Ce modèle associe la mise en place de la CAMP à l'existence d'un panache mantellique sous la lithosphère de super continent de la Pangée. La remontée du panache et son impact sous la lithosphère provoque une fusion partielle du manteau lithosphérique, et de grandes quantités de magma atteignent la surface en s'introduisant dans les zones de faiblesse de la croûte. La tête du panache donnera un magmatisme tholéiitique peu évolué tandis que les masses latérales donneront un magma plus évolué. L'argument de base de ce modèle, est la disposition radiale des dykes de la CAMP (May, 1971), ces dykes semblent converger vers la zone de triple jonction entre les trois continents (Amérique du nord, Amérique du sud et Afrique) localisé actuellement au large des Bahamas. Ce modèle, relativement ancien, est l'un des premiers à être invoqué pour expliquer l'origine de la CAMP. Il est soutenu par plusieurs auteurs (Anderson et Dziewonski, 1982; Courtillot et al., 1999; Ernst et Buchan, 2002; Fokin, 2003; Hill et al., 1991; Morgan et Baedeker, 1983; Morgan, 1981; Nomade et al., 2002; White et McKenzie, 1989; Wilson, 1997). Ce mécanisme est cependant problématique comme l'ont souligné plusieurs auteurs : par exemple, aucun point chaud actif actuel ou une série de points chauds ne sont liés à cette province, aucune signature géochimique claire d'un panache n'a été détectée parmi les formations de la CAMP et aucun bombement lithosphérique lié à l'arrivée de la tête du panache sous la lithosphère n'a été détecté (Herzberg and Gazel, 2009; McHone, 2000; Whalen, 2015). Ce modèle est actuellement rejeté par la plupart des auteurs, qui proposent donc des modèles sans intervention d'un panache mantellique.

b. Modèles non liés à un panache mantellique.

Ces modèles ne font pas intervenir un panache mantellique dans le processus de formation de la CAMP.. Parmi ces modèles, on peut citer les deux qui sont souvent invoqués dans les publications scientifiques récentes :

► Coltice (2007) a montré que la formation de supercontinents peut engendrer un réchauffement du manteau et une fusion à grande échelle sans intervention d'un panache. Il a introduit le terme de Mantle global Warming, et ce réchauffement peut générer une augmentation de la température du manteau de 100 °C, ce qui induit une intense fusion et la mise en place du magma (Coltice, 2009).

► Le modèle Edge Driven Convection (King et Anderson, 1995) : ce modèle invoque des cellules de convection à petite échelle qui se développent à la limite entre une lithosphère épaisse (sous les cratons) et une lithosphère amincie, avec un courant qui se déplace des cratons en direction de la lithosphère amincie, en engendrant un important magmatisme.

► Récemment, Whalen et al.(2015) ont suggéré une combinaison entre une délamination lithosphérique, un détachement de la plaque subductée et une remontée du manteau pour expliquer la mise en place de la CAMP et l'ouverture de l'océan Atlantique (Figure 2.5).

Pour plus de détails sur les différents modèles de formation de la province CAMP, voir (Chabou, 2001, 2008).

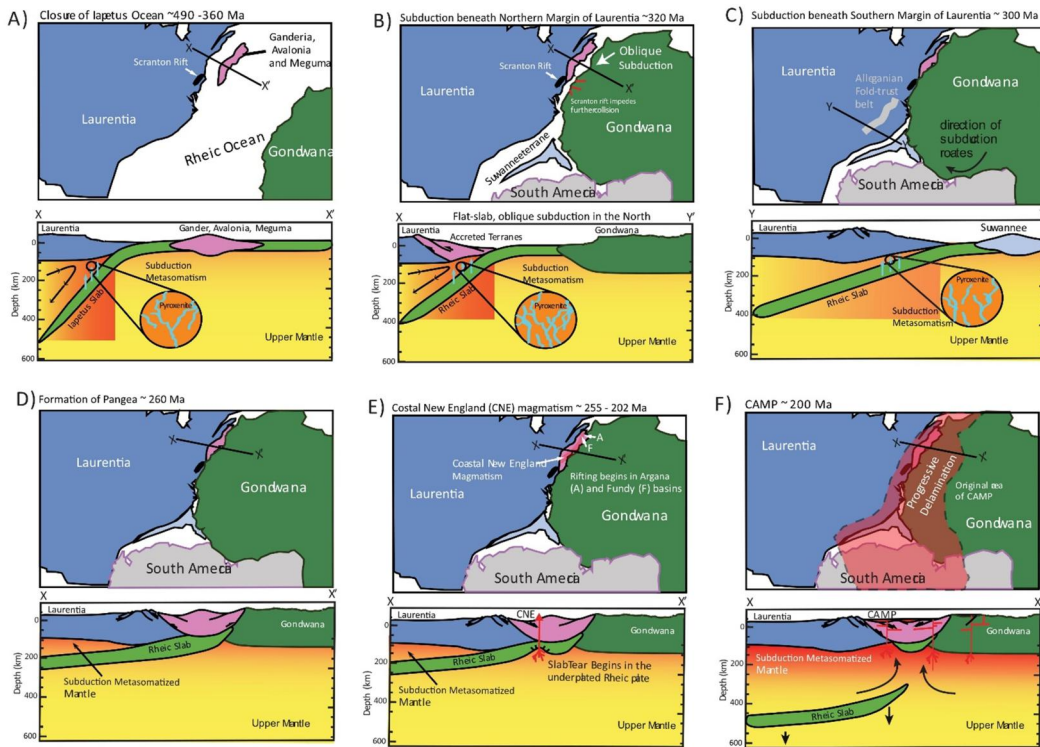


Figure 2.5. Modèle schématisé de la formation de la CAMP selon Whalen et al. (2015).

2.3. La CAMP en Algérie

En Algérie, on trouve les formations de la CAMP dans l'Ouest et le Sud-Ouest du pays. La plus importante concentration des formations de la CAMP affleure dans les bassins de sud-ouest algérien en intrusion dans les sédiments du Néo-protérozoïque et du Paléozoïque (Chabou, 2001, 2008; Chabou et al., 2007; Chabou et al., 2010; Sebai et al., 1991). La CAMP affleure dans l'Atlas saharien dans le bassin triasique des monts des Ksour (Meddah et al., 2010; Meddah et al., 2007). On la retrouve un peu plus au nord dans les monts des Traras et de Tlemcen et dans le môle de Tiffrit (Chabou, 2008; Bouterfas, 2015; Oujidi et al., 2006).

Les formations de la CAMP en Algérie sont représentées essentiellement par des dolérites et basaltes qui se manifestent sous forme de sills, dykes et coulées. Du point de vue géochimique, il s'agit essentiellement de tholéiites pauvres en Titane (Low Ti CAMP). Les dolérites de Sud-Ouest algérien sont les mieux étudiées (Chabou, 2001; Chabou et al., 2007; Chabou, 2008; Chabou et al., 2010; Sebai et al., 1991). Les datations existantes sur ces dolérites ont données des âges allant de 189 à 201 Ma, ce qui prouve leur appartenance à la CAMP. (Chabou et al., 2007; Sebai et al., 1991; Conrad, 1972).

Notre étude porte sur les dolérites appartenant à la CAMP situées dans le bassin de Tindouf. Les premiers travaux sur ces dolérites de Tindouf se sont intéressés à l'aspect pétrographique et structural de ces roches (Choubert, 1951; Gévin, 1960; Dillon et Sougy, 1974; Hollard, 1973; Jacquemont, 1971). Des études géochronologiques et géochimiques détaillées ont récemment été réalisées sur ces roches. (Chabou, 2001; 2008; Chabou et al., 2007; 2010). Ces études ont permis : (i) de confirmer l'appartenance de ces dolérites du bassin de Tindouf à la CAMP ; (ii) d'identifier deux unités géochimiquement distinctes (unité supérieure et récurrente).

La cartographie de ces dolérites en Algérie, et notamment dans le bassin de Tindouf, manque de précision. Par exemple, l'existence de certains sills intrusifs dans le Carbonifère du flanc nord du bassin de Tindouf a été remise en question par les travaux de Medaouri (2004).

Dans ce travail, nous allons présenter le potentiel d'utilisation et de combinaison entre plusieurs types de données pour une cartographie 2D et 3D des dolérites dans le bassin de Tindouf. Les données consistent en images satellitaires (Landsat 7,8, Sentinel 2A et SRTM), données gravimétriques de l'anomalie de Bouguer, données géochimiques et géochronologiques. Ces données vont être traitées et interprétées en s'appuyant sur les données de terrain et les travaux antérieurs.

Chapitre III

Cadre Géologique et Géodynamique

La géologie du bassin de Tindouf varie du Nord au Sud, avec un flanc nord montrant une série paléozoïque déformée et abondamment injectée de dolérites, et un flanc sud moins déformé où la série paléozoïque repose en discordance sur le socle précambrien de la dorsale Reguibat. Dans ce chapitre on donnera un aperçu sur la géologie de la partie algérienne du bassin de Tindouf et les principales phases tectoniques qui sont à l'origine de sa déformation.

3.1. Situation géographique

Le bassin de Tindouf se situe dans le sud-ouest de l'Algérie, dans la partie la plus à l'Ouest du Sahara algérien. Il s'agit d'une grande dépression orientée E-O qui s'étale sur quatre pays à savoir : l'Algérie (la majeure partie du bassin se situe dans le territoire algérien), le Maroc, le Sahara occidental et la Mauritanie (Figure 3.1). Il est limité au Nord par l'anti Atlas marocain, au Sud par la dorsale Réguibat, à l'est par la chaîne de l'Ougarta et à l'Ouest par les monts de Es-Semara au Maroc. Notre zone d'étude va se limiter aux frontières algériennes.

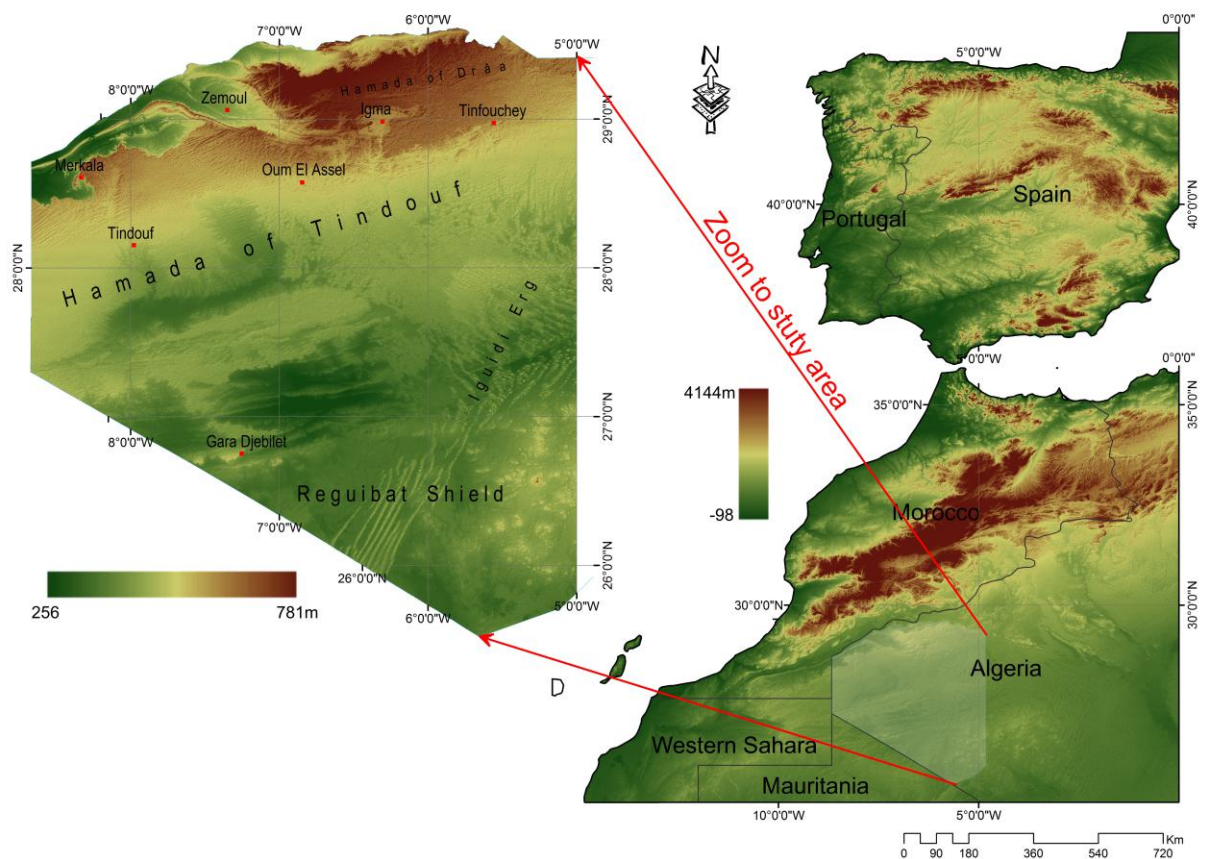


Figure 3.1. Situation géographique de la zone d'étude. Les données d'altitude ont été obtenues à partir des images SRTM.

3.2. Aperçu géologique

Le bassin de Tindouf est un bassin de type péricratonique, dissymétrique, avec un flanc sud appartenant à la zone cratonique stable de l'Ouest-africain. De nombreux travaux ont été consacrés à la géologie du bassin de Tindouf ([Askri et al., 1995](#); [Bitam et al., 1996](#); [Destombes et al., 1985](#); [Donzeau M, 1973](#); [Fabre, 1976, 1988, 2005](#); [Gevin, 1960](#); [Gevin and Mongereau, 1968](#); [Gourvennec et al., 1997](#); [Guerrak, 1984](#);; [Medaouri, 2004](#)). Les affleurements sont essentiellement d'âge Paléozoïque et reposent au sud en discordance sur le socle précambrien. Ces affleurements sont recouverts dans la partie centrale du bassin par les formations de la Hamada d'âge Tertiaire.

3.2.1. Géologie du flanc nord du bassin de Tindouf

Le flanc nord du bassin de Tindouf montre une série paléozoïque plissée et déformée, donnant des structures complexes à l'image de l'axe anticlinal de Zemoul-Oum El Ksi- Igma-Tinfouchy. La phase d'érosion présumée permienne a refaçoné la morphologie de cette série paléozoïque, donnant naissance à de grandes dépressions à l'image de la dépression de Zemoul. Le Mésozoïque a marqué ce flanc par des injections de grandes quantités de magma appartenant à la CAMP, matérialisé aujourd'hui par de grands sills doléritiques qui s'étalent sur de grandes surfaces.

La série paléozoïque du flanc nord du bassin de Tindouf est recouverte au Sud et à l'Est par les formations tertiaires de la Hamada du Draa ([Figure 3.2](#)). En Algérie, les affleurements de cette série au Nord du bassin débutent par les argiles du Dévonien supérieur, attribuées au Famennien. Ces argiles sont bien visibles au centre des principaux anticlinaux de la région. Les terrains du Carbonifère occupent la plus grande superficie de la zone d'affleurement du Paléozoïque. Ils sont représentés par le Tournaisien, qui enveloppe le Dévonien de la région Zemoul-Igma. Ce niveau est constitué essentiellement par des schistes et grès du djebel Tazout. Le Viséen inférieur est constitué par les schistes et grès de la Bétaïna. Le Viséen moyen et supérieur est formé par des calcaires bleus à passées dolomitiques et marneuses. Le Namurien est constitué par des grès continentaux, des calcaires bleus et des marnes à gypse. Le Stéphanien est essentiellement gréseux à intercalations d'argiles rouges. Cette formation contient des fougères et des niveaux charbonneux. Le Westphalien affleure au milieu du Stéphanien, il est essentiellement gréseux et conglomératique. Au niveau du flanc nord du bassin de Tindouf, les formations sédimentaires du Mésozoïque sont absentes. Les formations de la Hamada, présumées d'âge Tertiaire, reposent en discordance sur les séries paléozoïques.

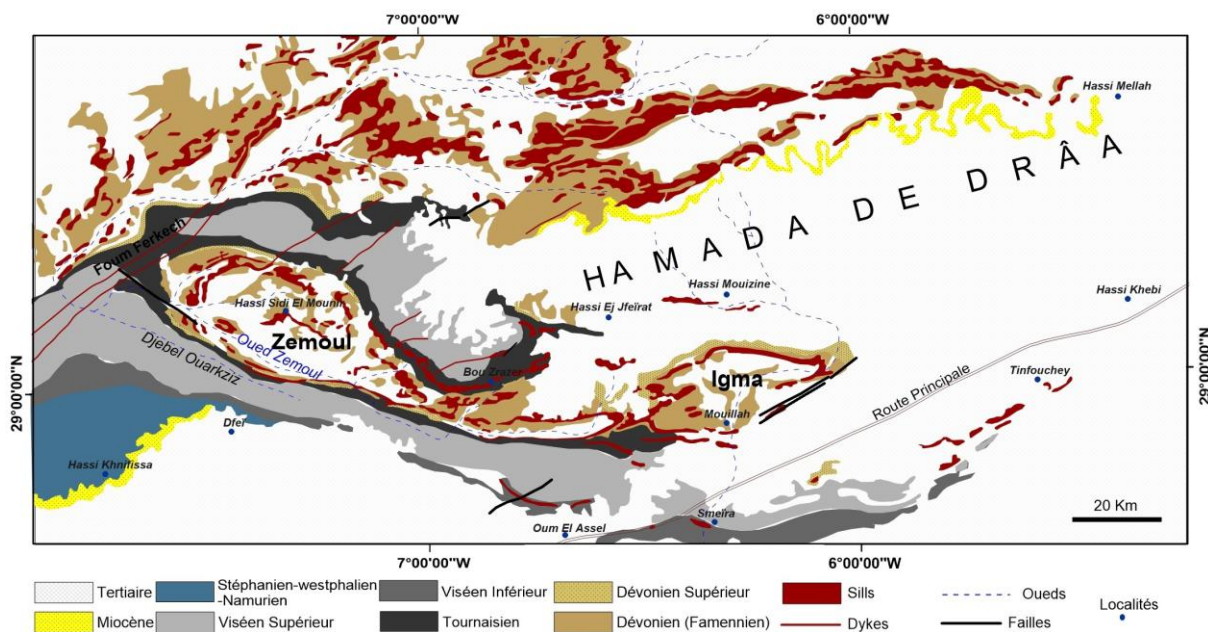


Figure 3.2. Carte géologique du flanc nord du bassin de Tindouf, d'après la carte géologique du Maroc au 1.000.000^e

3.2.2. Géologie du flanc sud du bassin de Tindouf

Le flanc sud du bassin de Tindouf est moins structuré, il présente des pendages très faibles (3%). Les formations paléozoïques reposent en discordance sur le socle précambrien de la dorsale Réguibat. La déformation est moins accentuée, elle est plutôt cassante contrairement au nord, où la tectonique est ductile..

Les principales caractéristiques lithostratigraphiques de cette zone sont les suivantes (Figure 3.3) :

► Le socle de la dorsale ou bouclier Reguibat affleure dans la partie Sud-Ouest du bassin de Tindouf. Il est formé par deux secteurs bien distincts le Yetti à l'Ouest et l'Eglab à l'Est et se caractérise par une topographie plate sur laquelle se disposent d'une manière sporadique des reliefs en inselberg (Auvray and Trannoy, 1992). Ce socle est constitué par des terrains métamorphiques, volcano-sédimentaires et magmatiques d'âge éburnéen (2,2-2,07 Ga) (Peucat et al., 2005). Les granites Aftout (2,07 Ga) occupent une grande superficie de cette partie algérienne du bouclier Reguibat.

► Le Paléozoïque débute par les formations de l'Ordovicien supérieur composées de grès grossiers à stratifications entrecroisées, riches en Tigillites. (Bitam et al., 1996; Guerrak, 1988). Cette formation affleure depuis Gara Djebilet jusqu'à Aouinet Lagraa, avec des épaisseurs qui ne dépassent pas 100m. Le Silurien affleure au sud de Djebilet, il est essentiellement argilo-schisteux. Son épaisseur est de l'ordre de 200m.

Le Dévonien est très important, il renferme les grands gisements du fer oolitique de l'Algérie (Gara Djebilet et Mechri Abdelaziz). Son épaisseur est considérable et affleure d'une manière continue d'Est en Ouest. Il comporte : **(i)** Un Dévonien Inferieur essentiellement argileux-silteux avec des passages gréseux ferrifères. Il est caractérisé par des variations d'épaisseur assez sensibles, où l'on passe de 150 m à Djebilet à 60m à l'est. Ce niveau renferme le plus grand gisement de fer oolitique de l'Algérie, celui de Gara Djebilet. Selon Guerrak (1988), il est divisé en Lochkovien argilo-gréseux fossilifères (Fabre 2005) et Pragien gréseux et carbonaté qui contient aussi des débris de plantes. **(ii)** Le Dévonien moyen est essentiellement argileux et carbonaté. Les épaisseurs sont faibles, avec une diminution très remarquable en allant vers l'est. Trois niveaux ont été signalés par Gevin (1960): **(a)** de l'Emsien formé de grés, de silt et de conglomérats carbonatés. Il constitue le toit du gisement de fer de Gara Djebilet ; **(b)** de l'Eifelien argileux-calcaire de faible épaisseur, qui repose en conformité sur l'Emsien (Fabre 2005); **(c)** enfin, du Givetien argilo-calcaire riche en Goniates. **(iii)** Le Dévonien supérieur est le plus épais des formations dévoniennes. Il est injecté de dolérites de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP). Deux niveaux ont été décrits par les auteurs : **(a)** le Frasnien, qui est formé par des argiles, des calcaires et des silts, est d'une épaisseur importante. **(b)** Le Famennien est essentiellement argilo-calcaire. Ce niveau est remarquable par les intrusions des sills doléritiques.

Le Carbonifère termine la série paléozoïque dans la région. On distingue : **(i)** Le Tournaisien grésocalcaire à l'ouest et argilo-gréseux à l'est. Son épaisseur varie de 50m à l'Ouest à 150m à l'est. **(ii)** Le Viséen inférieur est essentiellement calcaire avec des intercalations d'argile. Son épaisseur est de l'ordre de 300m. Le Viséen supérieur est plus épais que le Viséen inférieur (600m), il est formé par des argiles et des calcaires. Le Westphalo-Namurien est constitué de sédiments argilo-gréseux, qui constituent les derniers dépôts du Paléozoïque.

► Les formations sédimentaires du Mésozoïque sont absentes dans le bassin de Tindouf; néanmoins, Fabre (2005) suggère la présence d'une plateforme crétacée gréseuse au sud-ouest de la ville de Tindouf.

► Le Tertiaire: est bien représenté au niveau du bassin de Tindouf. Il constitue les formations de la Hamada du Dra qui occupe la plus grande partie du bassin, et les dunes de l'Erg Iguidi et au niveau des oueds. Ces formations sont constituées de matériaux hétérogènes partiellement consolidés issus de l'altération des formations paléozoïques.

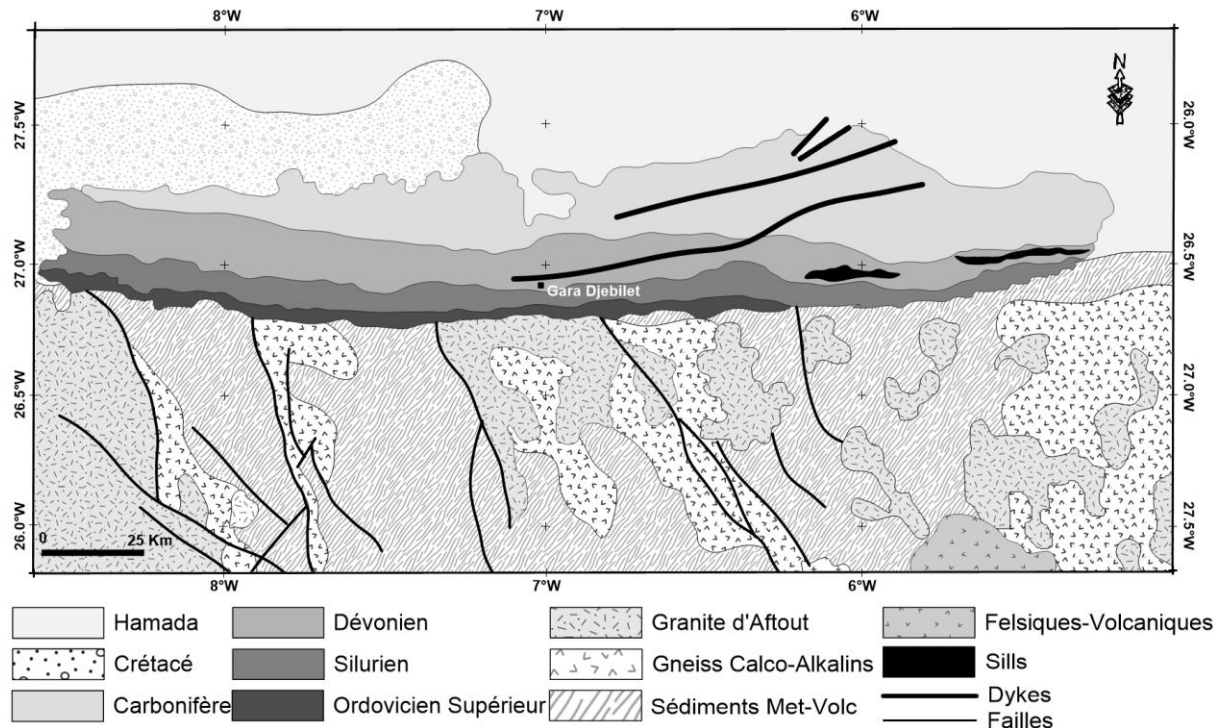


Figure 3.3. Carte géologique simplifiée du flanc sud du bassin de Tindouf, d'après la carte géologique de l'Afrique de l'ouest.

3.3. Les dolérites du bassin de Tindouf

Les dolérites du bassin de Tindouf se présentent sous forme de sills, de dykes et de cheminées volcaniques. Les sills se mettent en place en intrusion dans les formations paléozoïques, avec une prédilection pour trois niveaux : le Viséen, le Tournaisien et le Dévonien (Chabou, 2008; Hollard, 1973; Kettouche, 2009; Medaouri, 2004). Les sills présentent trois faciès : (i) celui de dolérites en bancs avec un début d'altération (Figure 3.4), ces bancs sont fortement fissurés et traversés par des petits filons de calcite; (ii) Le deuxième faciès se présente à un stade avancé d'altération où les dolérites se trouvent en amas de petits blocs sphériques avec des diamètres allant de 10 à 50 cm. L'altération de ces dolérites, qui est typique des laves et des roches volcaniques, est connue sous le nom « d'altération en pelures d'oignons ». (iii) Le troisième faciès comprend de vastes étendues recouvertes par de petits grains de dolérites, il s'agit du stade final d'altération.

Les dykes recoupent la série sédimentaire paléozoïque. Au Nord, les dykes sont orientés NNE-SSO avec des longueurs différentes, le plus long dyke est celui de Foug Ferkech qui atteint 100m d'épaisseur. Au Sud, les dykes sont orientés NE-SW à ENE-WSW avec des longueurs très importantes (Figure 3.4). Certains travaux suggèrent que le grand dyke qui recoupe le Viséen au sud du bassin n'est que le prolongement au sud du fameux dyke de Ksi-Ksou qui affleure près de Béchar, ce qui fait de ce dernier le plus long dyke de la CAMP, avec plus de 800 km de longueur.

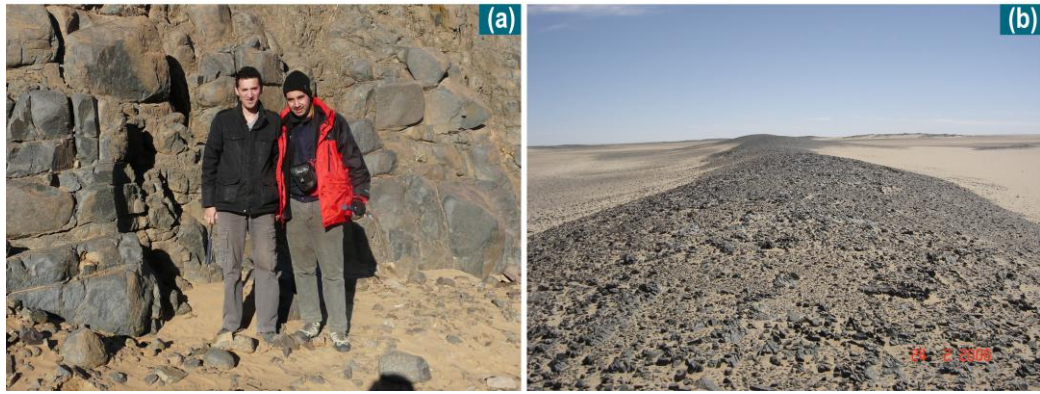


Figure 3.4. Photographies illustrant les deux types de dolérites les plus abondants (Sills et Dykes). (a) : Un grand Sill dans la région d'Oum-El-Ksi. (b): Un long dyke au sud du bassin de Tindouf.

3.4. Evolution géodynamique du bassin de Tindouf

La structure actuelle du bassin de Tindouf est le résultat de plusieurs phases orogéniques et tectoniques. La position actuelle du bassin à la bordure nord du craton ouest africain, et à l'intersection des grandes phases orogéniques (Figure 3.5), implique un effet commun des grands événements tectoniques qui ont affectés cette région. Depuis l'Eburnéen jusqu'à l'Alpin, les phases orogéniques qui se sont succédées ont donné au bassin de Tindouf son architecture actuelle. Suivant l'impact de ces phases sur la morphologie et la structure du bassin, on peut les classer en trois grandes phases : antéhercyniennes, Hercynienne et Post-Hercyniennes. Il est crucial de comprendre l'évolution géodynamique de cette région, ceci est la clé du bon choix d'un modèle de mise en place de la CAMP.

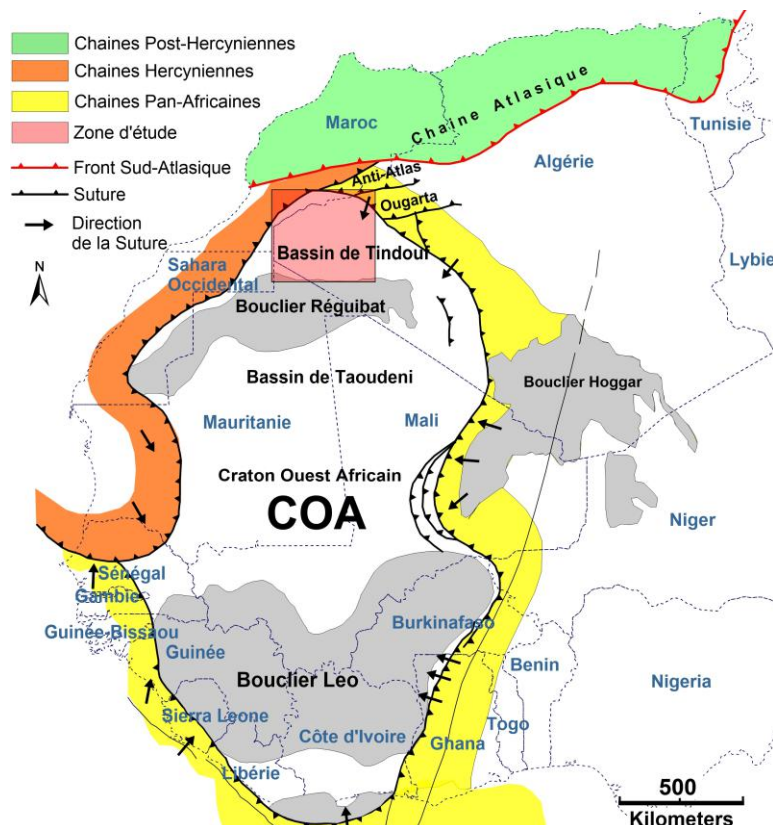


Figure 3.5. Situation de la zone d'étude vis-à-vis des événements géodynamiques, modifiée d'après Peucat (2005).

3.4.1. Les Phases antéhercyniennes

Ces phases ont abouti à l'individualisation du bouclier Réguibat comme élément structural du craton ouest africain (Kettouche, 2009). C'est durant ces phases que les grandes failles profondes ont été mises en place et qui ont été réactivées lors des phases ultérieures. Les événements les plus marquants sont résumés ci-dessous :

a. La phase éburnéenne (2,21 - 2,07 Ga)

C'est la phase de la première grande collision (Figure 3.6) et la formation du super continent Columbia (Zhang, 2004), elle est caractérisée par la mise en place de granites au niveau de la dorsale (Drareni, 2008) et au niveau de la boutonnière de Zenaga au Maroc (Ennih et al., 2001). Cette phase a affecté les séries du Protérozoïque inférieur par des déformations importantes et un métamorphisme intense (Pique and Michard, 1989). Des failles de socle ont été mises en place durant cette période, et ont été réactivées durant la phase Panafricaine (Gasquet et al., 2005).

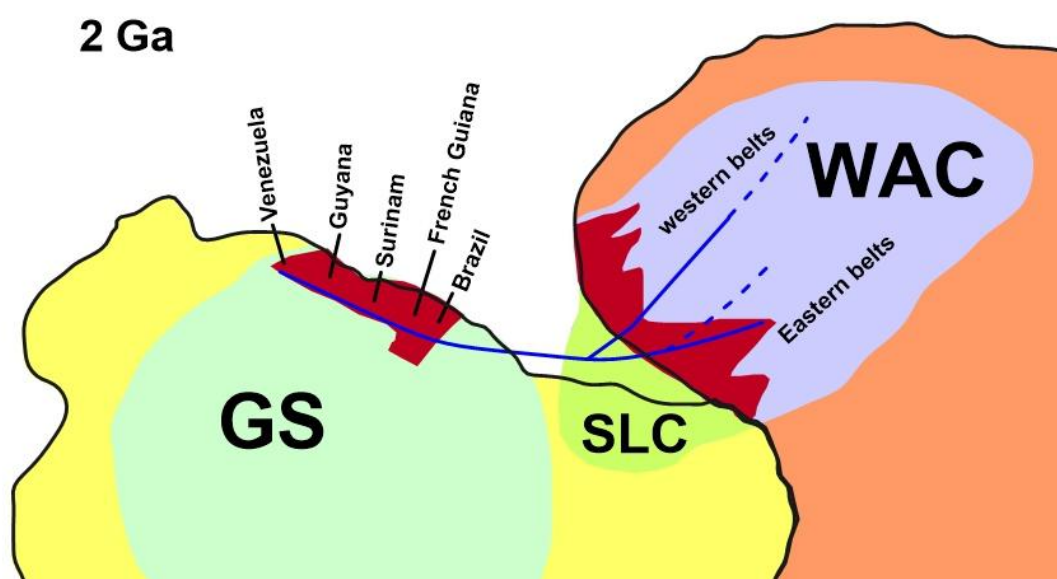


Figure 3.6. Reconstruction paléogéographique à environ 2.0 Ga (McReath and Faraco, 2006). GS - Guyana Shield; SLC - São Luiz Craton; WAC - West African Craton. En rouge, représentation schématique des régions des ceintures de roches vertes.

b. L'orogénèse Panafricaine (730-550 Ma)

Elle est le résultat de la fragmentation du continent Rodinia (Figure 3.7) et la formation du continent Gondwana (Trompette, 1997, 2000). Dans le sud algérien, elle résulte de la collision entre la marge passive (stable) du craton ouest africain et la marge active (mobile) du continent, représentée par le bouclier Touareg à l'Est (Black et al., 1979; Boullier, 1979; Liégeois, 1988), et le continent Avalonien du nord marocain au Nord (Villeneuve and Cornée, 1994).

Cette collision a donné naissance aux chaînes de montagnes de l'Anti-Atlas au Nord, de l'Ougarta au Nord-Est et la chaîne panafricaine du Hoggar à l'Est. Elle est caractérisée par la mise en place de nappes dans la région de l'Ahnet-Mouydir (Haddoum et al., 2001) ainsi que l'apparition de bassins subsidents de part et d'autre de la suture (Guiraud et al., 2005). Cette phase serait le responsable de la réactivation des anciennes failles du socle, et de l'apparition des failles normales N-S et E-O affectant le socle précambrien. Les failles N-S seraient le résultat de la subduction du craton sous le bouclier Touareg et la formation de la chaîne panafricaine du Hoggar (Meddaouri, 2004). Les failles orientées E-O seraient quant à elles le résultat de la subduction du craton ouest africain sous le continent avalonien au nord, et la formation de l'Anti-Atlas (Ennih and Liégeois, 2001). Dans une étude géophysique sur le bassin de Tindouf (Idres et al., 2011), les auteurs ont montré l'allure du socle qui est structuré en horsts et grabens orientés globalement E-O. Cette phase a produit aussi des bombements du socle, ce qui par la suite a influencé la sédimentation au Paléozoïque (Figure 3.8).

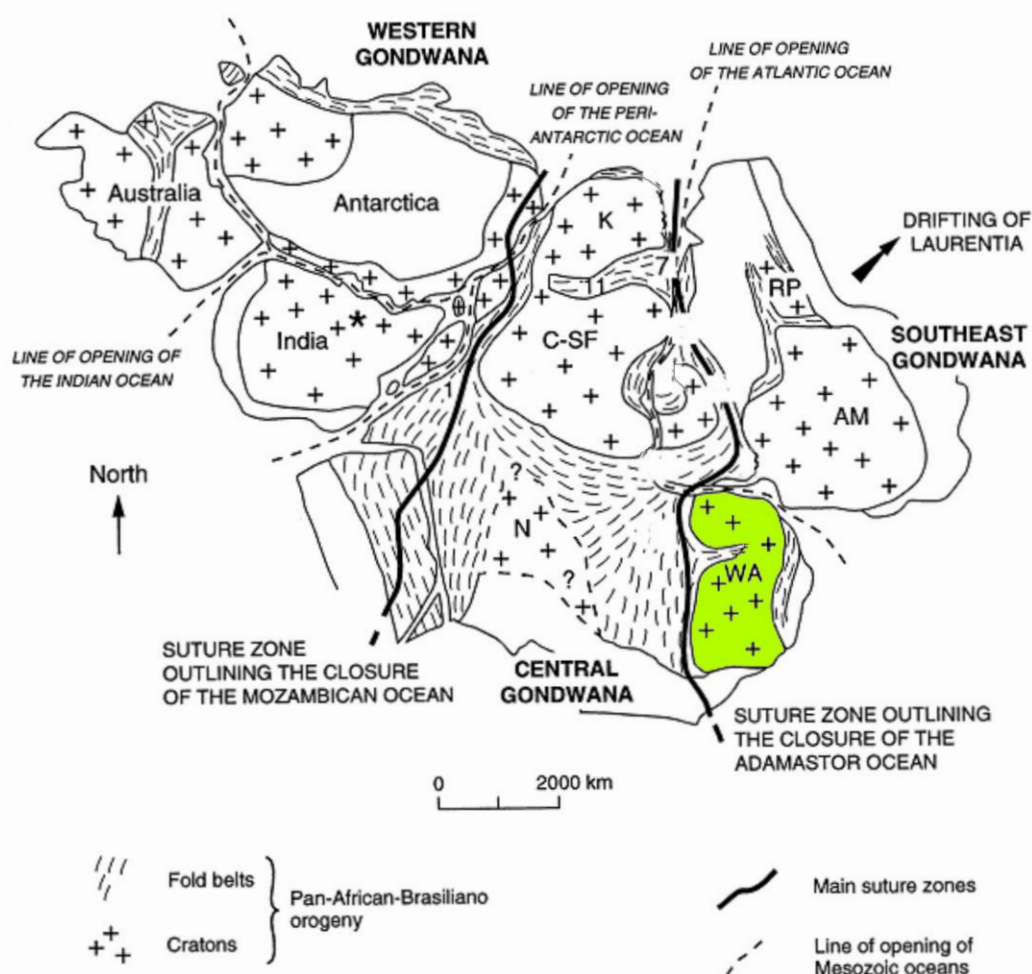


Figure 3.7. Fragmentation du continent Rodinia et apparition du continent Gondwana Est (Trompette, 2000).

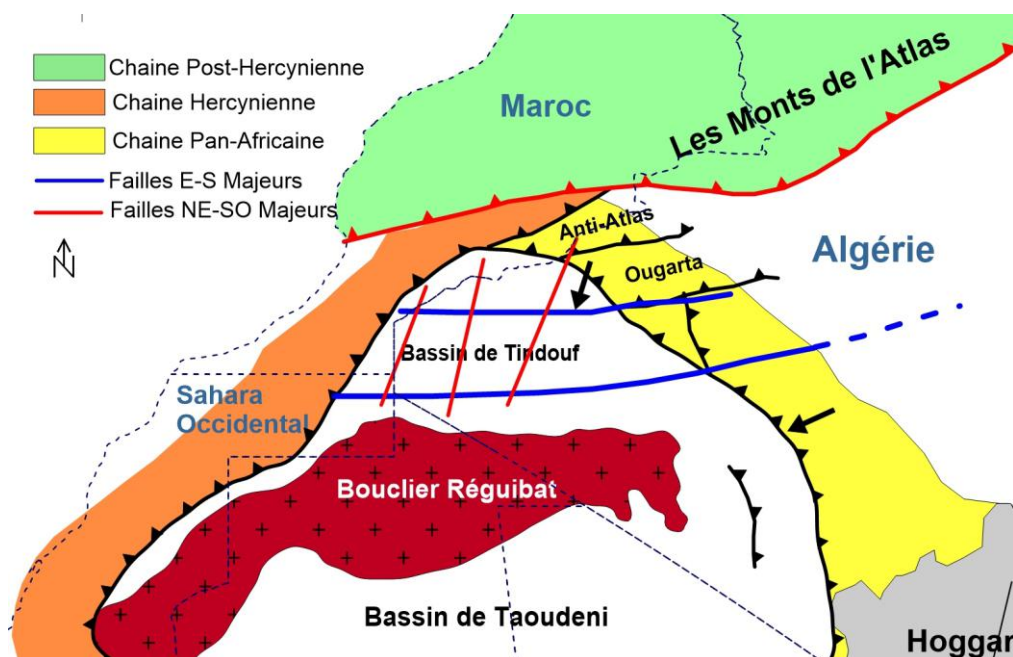


Figure 3.8. Les failles majeures provoquées par les deux collisions de craton ouest africain avec le bouclier Touareg et le continent Avalonian.

3.4.2 L'Orogénèse Hercynienne.

Son rôle est très important dans la structuration du bassin de Tindouf, notamment en son flanc nord, où ses effets sur les séries paléozoïques sont très remarquables. Cette phase débute au Dévonien moyen et s'achève au Permien. Elle est le résultat de la collision entre les continents Laurentia (Craton Nord-Américain) et Gondwana (Craton Ouest-Africain). L'évènement hercynien est appelé aussi "évènement varisque", ou orogénèse Varisque. La même collision au sud, vers la fin de Carbonifère est appelée orogénèse alléghanienne (Figure 3.9). Elle a évolué en deux grandes phases de déformation, une première distensive au début du Dévonien et la deuxième transpressive vers la fin du Stéphanien (Medaouri, 2004; Belfoul et al., 2001). Cette phase est caractérisée par la remobilisation des anciennes failles du socle (Eburnéennes et Panafricaines), ce qui a engendré au niveau du flanc nord, des déplacements latéraux visibles en surface à travers les empilements de nappes, des plissements et des décollements (Idres, 2011). D'autre part, la tectonique ductile durant cette phase a donné naissance aux belles structures en plis (Adhim-Filou, Zemoul-Igma, Tinfouchy-Assejmi...etc), et la remobilisation des anciennes failles a été intense sur les deux flancs. Au Sud, un dense réseau de dykes a été mis en place dans les vestiges d'anciennes failles décrochantes qui ont affecté la série paléozoïque. L'un des exemples les plus remarquables, est le fameux dyke de Ksi-Ksou, qui par des traitements aéro-magnétiques, Zaighouche (1985), Allek et Hamoudi (2006) et Boubekri et al. (2015) ont montré sa continuité depuis la chaîne de l'Ougarta au Nord jusqu'en Mauritanie au Sud.

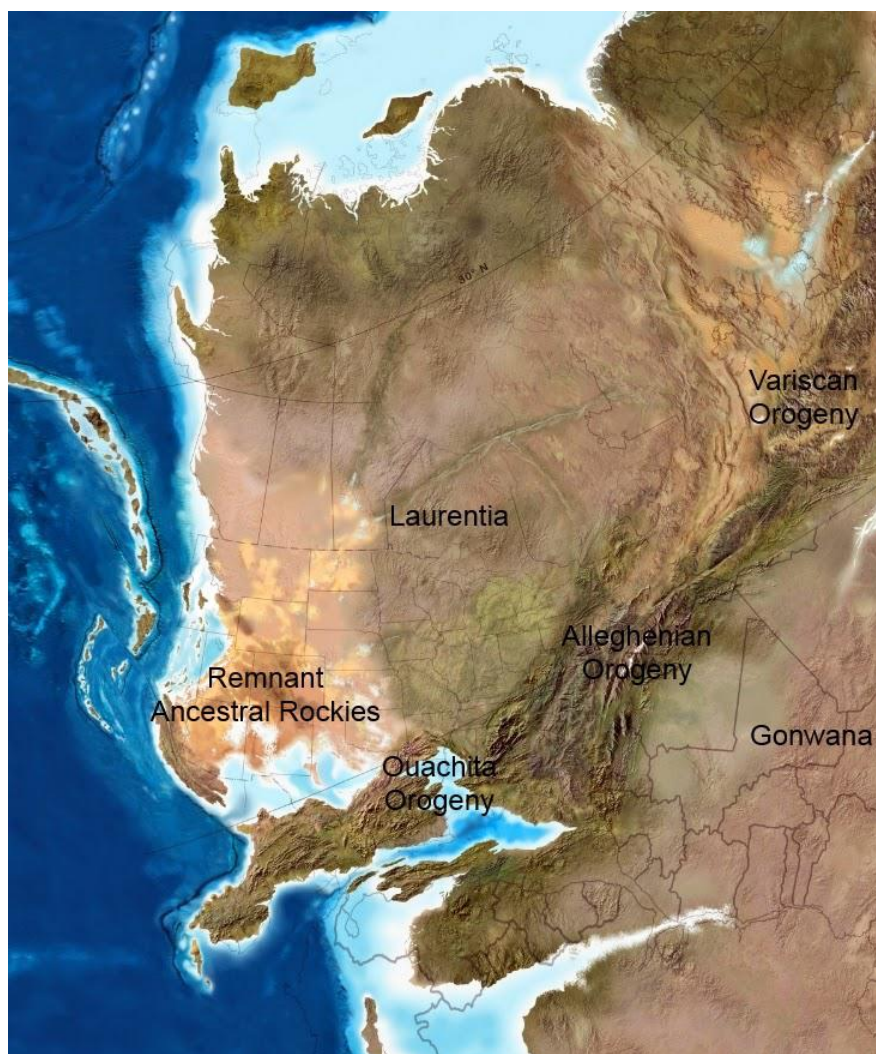


Figure 3.9. Collision des Continents Laurentia et Gondwana et la formation de la chaîne hercynienne (Blakey, 2014).

3.4.3 Les phases Posts-Hercyniennes

Les phases posts-hercyniennes dans le bassin de Tindouf se résument en deux événements dont l'influence sur la structure du bassin semble inconnue, ou bien minime. Le premier événement est la mise en place de grandes quantités de magma suite à la dislocation de la Pangée et l'ouverture de l'océan Atlantique. Les traces de déformation liées à cette activité magmatique sont minimales dans le bassin de Tindouf, quelques bombements générés par la remontée du magma sont signalés dans les cheminées de Zemoul, Igma, Tinfouchy et Smeïra. Ces bombements sont caractérisés par une bréchification typique des cheminées. Les effets de la mise en place des sills et des dykes sur la série sédimentaire sont inconnus.

Le deuxième événement est l'événement alpin ou orogénèse alpine. Les témoins de cette phase sont rares dans le bassin de Tindouf : Medaouri (2004) a signalé des bombements dans les dépôts de la Hamada au niveau de Oum-El-Assel.

Chapitre IV

Bases physiques
de télédétection
et traitements préliminaires

La télédétection est la technique qui permet l'acquisition des informations sur une cible à l'aide d'un capteur placé à une certaine distance de celle-ci. Les capteurs utilisés en télédétection mesurent le rayonnement électromagnétique (initialement émis par le soleil) réfléchi par la surface. Le rayonnement électromagnétique et la manière avec laquelle les objets se comportent, constituent les bases physiques de télédétection. Cette technique est de plus en plus utilisée en sciences de la Terre, elle offre un gain de temps et de vastes surfaces de la Terre peuvent être explorées en un court laps de temps.

4.1. Rayonnement électromagnétique

C'est l'ensemble de radiations de natures similaires mais dont les longueurs d'ondes sont différentes. Les rayonnements électromagnétiques sont plus souvent appelés lumière, que celle-ci soit visible par l'homme (lumière blanche) ou non (Ultraviolet, Infrarouge, rayon...etc.). Le rayonnement électromagnétique est constitué de radiations monochromatiques caractérisées par une longueur d'onde λ et une fréquence ν . Une onde électromagnétique est un ensemble de deux vecteurs orthogonaux indissociables se propageant dans l'espace et dont l'amplitude varie périodiquement (sinusoïdalement) avec le temps, il s'agit des vecteurs E (Vecteur de champs électrique) et de B (Vecteur de champs magnétique). Lors de la propagation des ondes électromagnétiques, les deux vecteurs E et B vibrent d'une manière perpendiculaire à la direction de propagation (Figure 4.1).

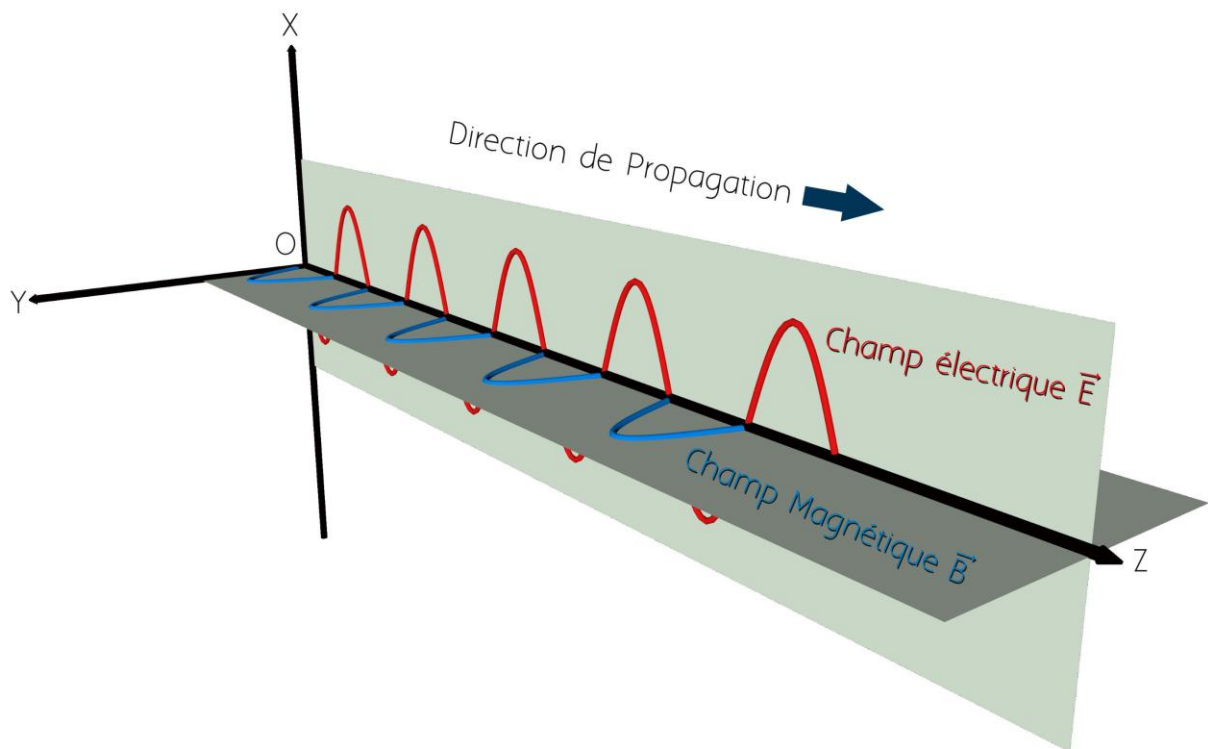


Figure 4.1. Composition et propagation d'une onde électromagnétique.

4.1.1. Spectre électromagnétique

Les ondes électromagnétiques se propagent dans le vide avec la vitesse $C = \lambda \cdot \nu = 2.98 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$ dans un spectre uni (Figure 4.2). La source du spectre électromagnétique dite direct lorsqu'elle provient du soleil, peut être aussi indirecte lorsqu'elle est réfléchiée par un autre objet. L'excitation continue des particules solaires sur sa couche externe (Photosphère) conduit à une libération d'une énergie sous forme de photons, chaque photon va transporter une quantité d'énergie, qui selon Einstein cette quantité d'énergie est dite Quantum d'énergie. Le contact de ces photons avec les particules terrestres, provoque des phénomènes de vibration et de transition des électrons formant ces particules. Ainsi une énergie sera libérée suivant l'effet photo-électrique, l'énergie résultante sera l'énergie émise ou l'énergie d'émission. Lorsque le photon provoque une transition d'un électron d'un niveau inférieur à un niveau supérieur, une énergie sera absorbée par l'atome en réponse à ce mouvement (Figure 4.3).

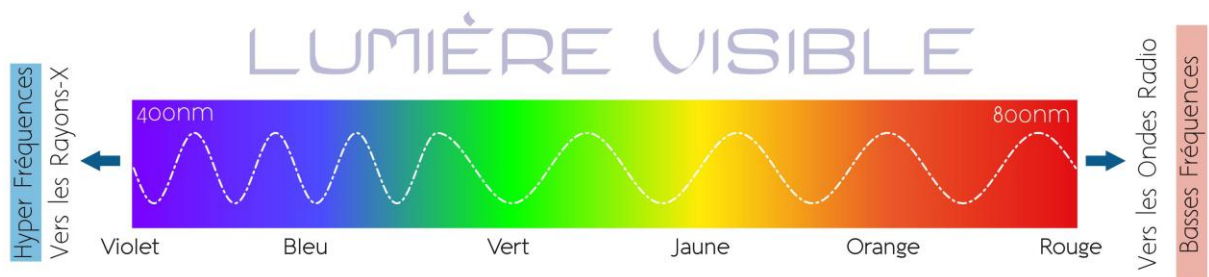


Figure 4.2 Spectre électromagnétique du domaine de la lumière visible.

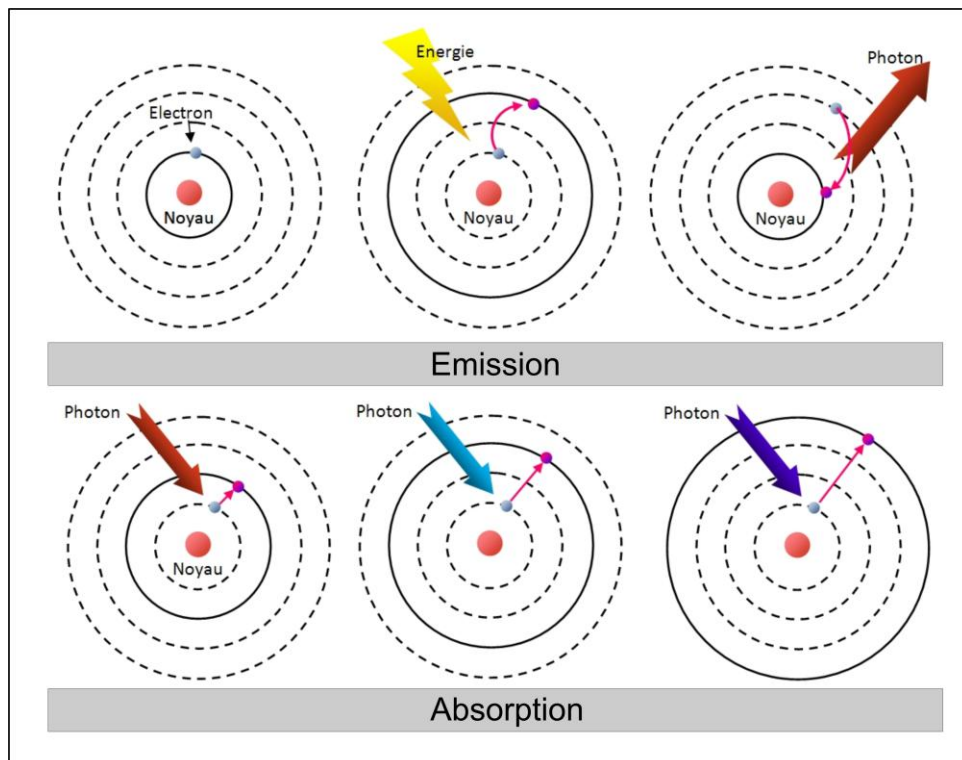


Figure 4.3. Excitation des électrons produisant une absorption puis une émission d'énergie (Clenet et al., 2013)

4.1.2. Interactions rayonnement-surface de la Terre

Le rayonnement solaire qui atteint la surface peut être réfléchi par cette surface et retourner vers l'espace d'où il provient, il peut aussi être absorbé par la matière et se transformer en une autre forme d'énergie où il peut être transmis dans le volume occupé par l'objet. Selon la loi de conservation de l'énergie la somme de l'énergie réfléchie, absorbée et transmise doit être égale à l'énergie incidente. En normalisant les énergies par la quantité totale du rayonnement incident, nous retrouvons ainsi les trois quantités de base de la télédétection dans cette partie du spectre : la réflectance, l'absorptance et la transmittance. Parmi ces trois types, celle qui nous intéresse c'est la réflectance des objets. C'est elle qui est à la base de la brillance des objets telle que perçue sur une image de télédétection (Figure 4.4). La quantité d'énergie en arrivant dans l'atmosphère chargée par les aérosols et les molécules de gaz, sera diffusée, on parle donc de l'énergie diffuse. La part de l'énergie réfléchi depuis la surface de la Terre sera différente suivant la nature de l'objet (Terres, végétation, plans d'eau...etc.), sa composition chimique, sa morphologie (texture) ainsi que de sa température.

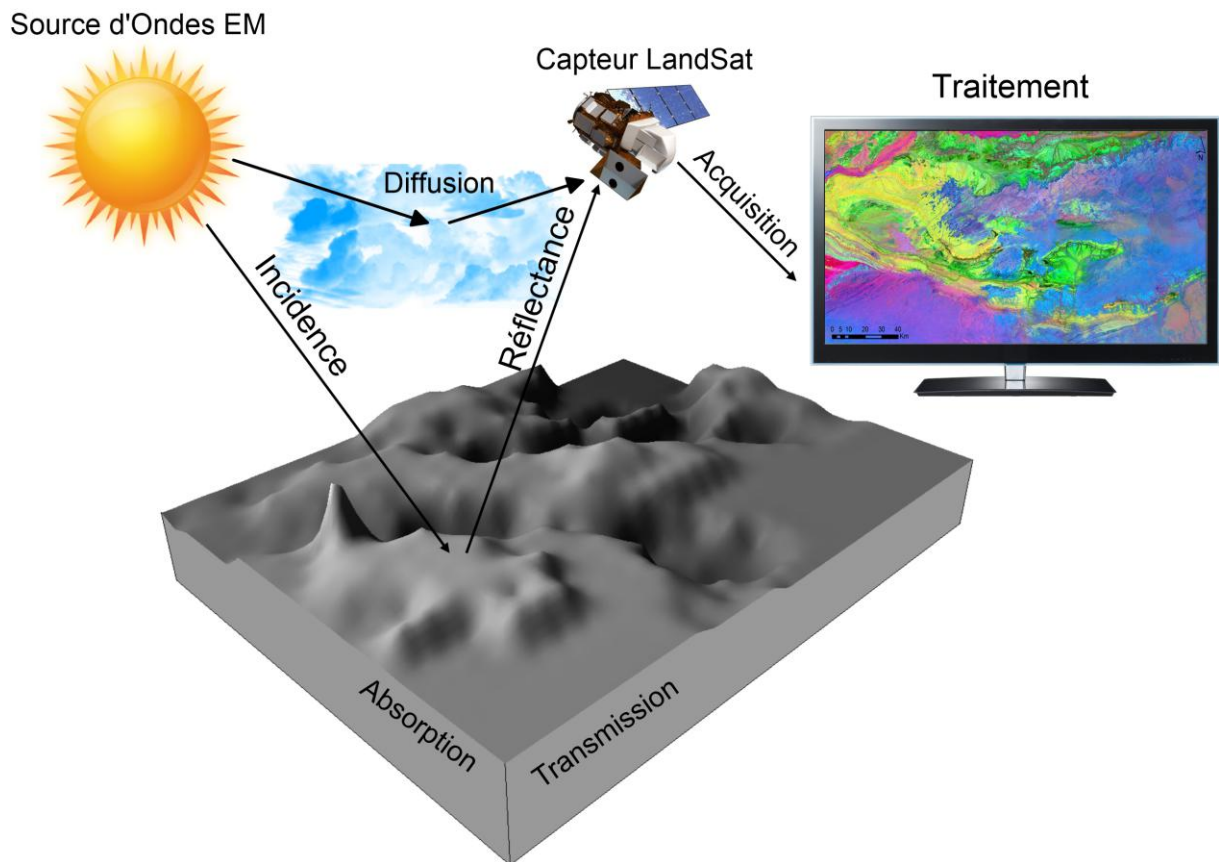


Figure 4.4. Chemin emprunté par le rayonnement depuis le soleil jusqu'à la station de traitement.

4.1.3. Notion de la réponse spectrale

La réponse spectrale d'un objet connue aussi sous le nom « Signature spectral », est le comportement de cet objet vis-à-vis du rayonnement électromagnétique. La quantité d'énergie que l'objet reçoit par l'éclairement solaire sera réfléchi et absorbée. Quand l'objet réfléchit la totalité de l'éclairement reçu on parle dans ce cas d'un corps blanc, et s'il absorbe la totalité de l'éclairement reçu, on parle d'un corps noir. Dans la nature (roches) une quantité va être réfléchi et une autre absorbée suivant les longueurs d'ondes du spectre (Guyot, 1988; Jacquemoud et al., 1991). En géologie la notion du corps noir et du corps blanc est rarement rencontrée, toutes les roches absorbent une bonne quantité de l'énergie reçue par éclairement. La réflexion et l'absorption sont alors deux paramètres qui évoluent d'une manière proportionnelle, ils forment la réflectance. Dans les prochains traitements on parlera beaucoup de ce paramètre, il est défini comme suit :

$$(\rho) = \frac{E_r}{E_t}$$

ρ : Réflectance. E_r : Eclairement réfléchi. E_t : Eclairement total reçu. Elle varie de 0 (Corps noirs) à 1 (Corps blancs).

Les satellites de télédétection mesurent (captent) la quantité d'énergie réfléchi (réflectance) par les roches, cette quantité sera conditionnée par le type de la roche et par l'intervalle radiométrique (bande spectrale) qui capte cette énergie. Le tracé de la réflectance suivant toutes les bandes d'un satellite est appelée signature spectrale. Cette signature spectrale résume le comportement spectral d'une roche (Figure 4.5).

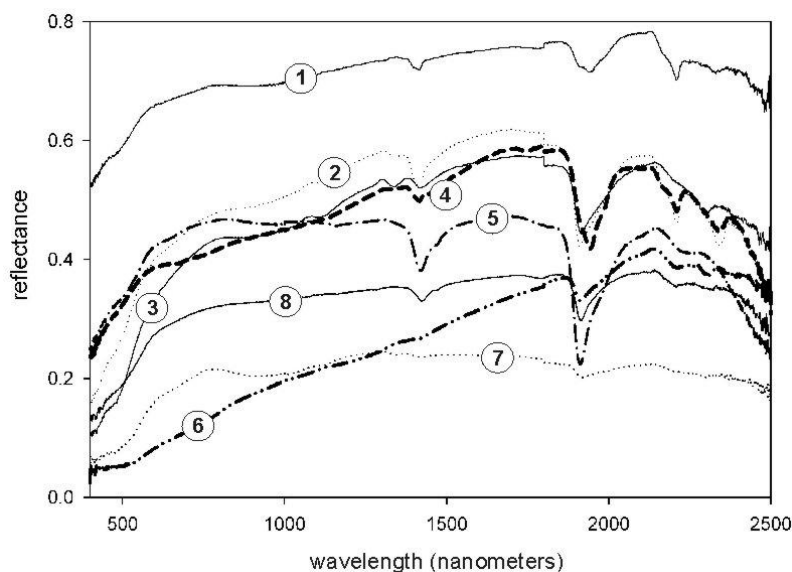


Figure 4.5. Signature spectrale de plusieurs types de roches (Leverington, 2009). 1 et 2 : Calcaires. 3 : Dolomie. 4-7 : Grès. 8 : Argiles. 9 : Intrusion de Gabbro.

La valeur de la réflectance peut être estimée en pourcentage, comme elle peut être estimée par des palettes monochromes et RGB. Les valeurs dans les palettes varient selon le codage de l'image et cela dépend de type de capteur. Les images de capteur LandSat TM, LandSat ETM+7 et Spot sont codées sur 8 bit, tandis que les images LandSat 8 sont codées sur 16 bit et les images Sentinel 2A sont codées sur 12 bit. Pour comprendre ce système de codage, on prend comme exemple les images des premiers ordinateurs affichées en noir et blanc, ces images étaient codées sur 1 bit, uniquement deux niveaux sont affichés (2^1) un niveau en noir (0) et un niveau en blanc (1). Les images de 8 bit vont contenir 2^8 niveaux ce qui donne 256 Niveaux de gris. Les images Sentinel 2A vont avoir 2^{12} niveaux donc 4096 niveaux. Les images LandSat 8 ont un codage de 16 bit (2^{16}) ce qui vaut 65 536 niveaux de gris. Le passage de 8 bit à 16 bit a apporté une amélioration de la netteté des images, plus de niveaux de couleur peuvent être séparés.

En imagerie un pixel contient l'information géographique (longitude et latitude) et une information de base qui peut être la valeur radiométrique, altitude, gravimétrie...etc. de ce fait les images en télédétection peuvent être assimilées à des matrices, sur lesquelles de nombreux traitements peuvent être appliqués.

4.1.4. Notion des bandes d'absorption

Les traitements avancés en télédétection se basent sur les bandes d'absorption d'une roche, ces bandes d'absorption sont les points de faibles valeurs de réflectance. Elles sont causées par les vibrations et les transitions des électrons dans les minéraux (Figure 4.6). L'interprétation des images de télédétection se basent sur le comportement spectral des roches et les minéraux à l'origine des variations dans le spectre.

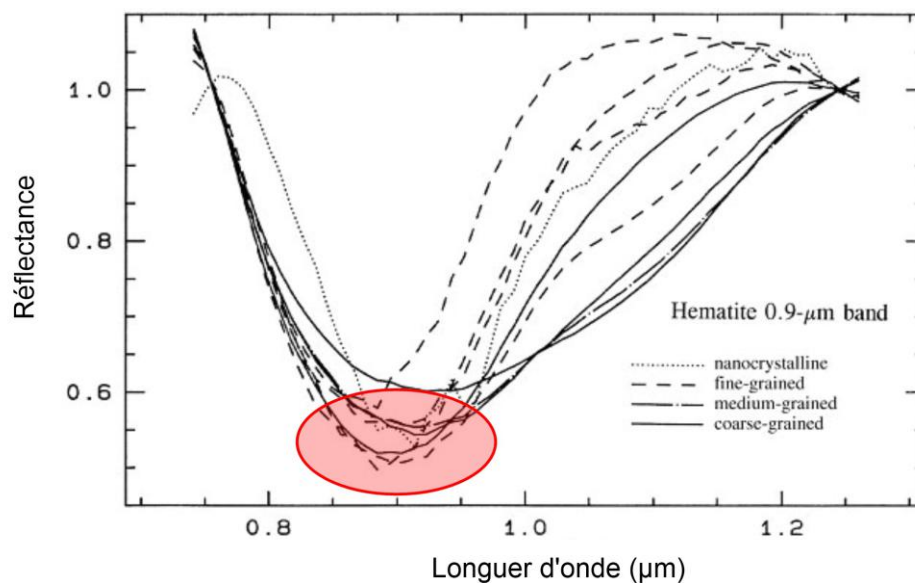


Figure 4.6. Bande d'absorption dans le spectre de l'Hématite causée par les transitions des électrons dans le fer (Rockwell, 2004).

4.2. Interaction du rayonnement avec les minéraux, les sols et les roches

La discrimination des différents éléments qui constituent une surface peut être opérée en faisant une comparaison de leurs signatures spectrales. Les données enregistrées pour une surface (formation géologique) par un instrument seront ceux des données spectrales des différents éléments présents (Roches et minéraux). Nombreuses études qui traitent de la réponse spectrale des minéraux, des sols et des roches ont été publiées ces dernières années (Abweny et al., 2016; Adams, 1974, 1975; Adams and Goullaud, 1978; Clark, 1999; Clark et al., 1990; Cloutis et al., 2016a; Cloutis et al., 2016b; Gupta, 2003; Hunt, 1970; Hunt and Salisbury, 1971; Hunt and Vincent, 1968; Johnson and Hörz, 2003; King, 2003; Leverington, 2009; Mustard and Pieters, 1989; Salisbury and Wald, 1992). Suite aux travaux de Clark et al. (2003 and 2007) et ceux de Grove et al. (1992), deux bibliothèques spectrales pour plus de 200 types de minéraux ont été créées. Ces bibliothèques sont très utilisées à l'heure actuelle notamment dans les études par imagerie hyper spectrale. Il s'agit de ; la Jet Propulsion Laboratory (JPL) rassemblées par Grove et al. (1992) ainsi que celle de l'United States Geological Survey (USGS) synthétisée par Clark et al. (2007). Même si la connaissance sur la plupart de ces propriétés est actuellement bien maîtrisée, il est difficile de modéliser le spectre de ces cibles en raison de la forte variabilité des éléments qui les constituent, la présence de la patine et les mélanges assimilés à une seule cible (Figure 4.7). La réponse donc sera donc affectée par celle de la patine, d'où la nécessité de vérification sur le terrain et l'étalonnage.

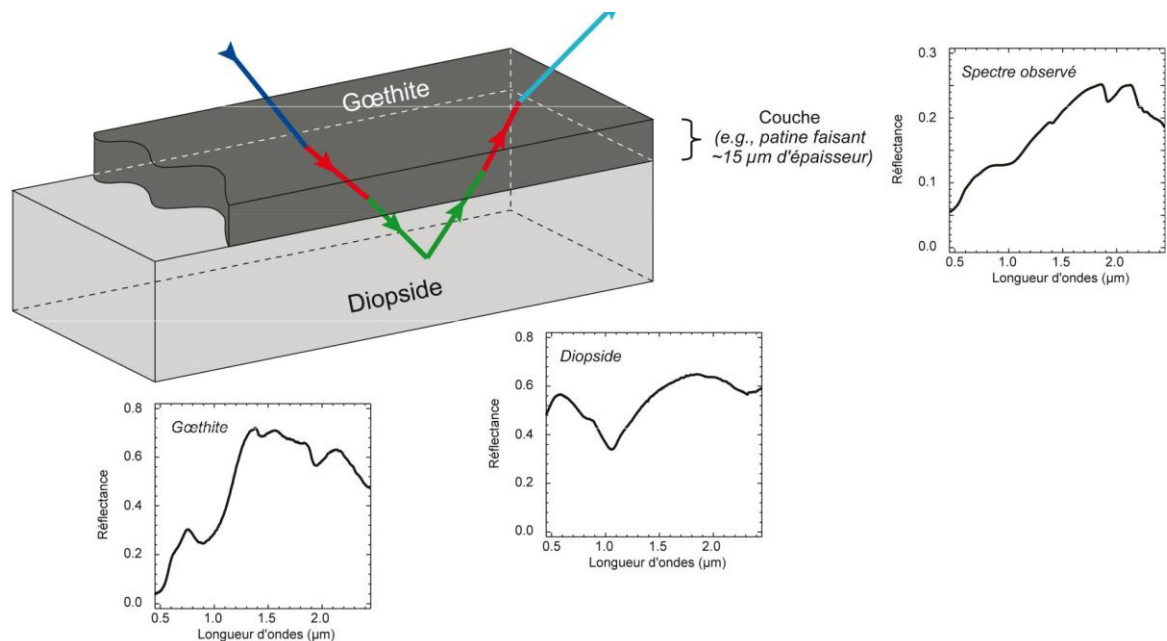


Figure 4.7. Effet de la patine sur la réponse spectrale. Le spectre observé et mesuré en laboratoire résulte de l'interaction du rayonnement incident (trait en bleu) avec une couche de goëthite épaisse d'environ 15 µm (trait en rouge). Ce faisceau est ensuite transmis à un grain de diopside (trait en vert). Le faisceau traverse à nouveau la patine et le spectre observé correspond à la convolution des signatures des milieux dans lesquels le rayonnement a interagit (trait en cyan). (Roy, 2007).

Plusieurs facteurs et paramètres physico-chimiques influencent sur la réponse spectrale des sols et des roches. Dans notre étude qui concerne une zone désertique et sur des roches volcano-sédimentaires, on se limitera à :

4.2.1. La présence du Fe, Mg, Ca et d'autres éléments dans les roches

Les principaux oxydes et hydroxydes présents dans les sols sont des oxydes et hydroxydes de fer. La plupart des absorptions observées dans le visible proche infrarouge sont liées à l'état ferrique ou ferreux de cet élément (Roy, 2007). Cet élément se manifeste par des absorptions à 0,70, 0,90 et 1,00-1,10 μm (Abulghasem et al., 2011; Bersi et al., 2016; Ciampalini et al., 2013a; Ciampalini et al., 2013b; Cloutis et al., 2016b; Escadafal et al., 1989; Rajendran et al., 2011; Rockwell, 2004). La présence du Magnésium (MgO) dans les roches provoque une diminution de la réflectance autour de 2.3-2.4 μm (Nash, 1986). La présence de Calcium dans les clinopyroxènes provoque une bande d'absorption entre 1 et 2.3 μm (Hunt, 1970; Singer, 1981). Les pyroxènes ont des fenêtres d'absorption vers 1.8 et 1.9 μm (Adams, 1975). Les minéraux argileux ont une influence très remarquable sur la signature spectrale des roches, ils provoquent des absorptions depuis 2.2 jusqu'à 2.4 μm . Les carbonates ont des bandes d'absorption autour de 1.6 et de 2.4 μm (Escadafal, 1989, 1994; Leifeld, 2006; Lindberg and Snyder, 1972; Rivkin et al., 2006; Rossel and Webster, 2012; Sabins, 1999). Les feldspaths et les plagioclases ont une fenêtre d'absorption entre 1.1 et 1.3 μm (Adams and Goullaud, 1978).

4.2.2. La taille des grains

La taille des grains et la granulométrie influencent le comportement spectral des sols, lorsque les grains sont fins l'interaction entre les photons et le sol sera réduite et très courte ce qui favorise la réflexion vis-à-vis de l'absorption, ceci se traduit par des réponses spéculaires et des valeurs de réflectance plus élevées. Contrairement aux grains fins, les grains grossiers offrent des surfaces de contact (avec les photons) plus grandes, ainsi le cheminement sera long avec de longues durées ce qui favorise l'absorption, de ce fait les valeurs de réflectance seront faibles.

4.3. Source de données de télédétection et caractéristiques des images optiques

La télédétection est de plus en plus utilisée en géologie, elle offre une vue synoptique pour de vastes surfaces géologiques contribuant à une cartographie rapide et précise. Dans cette étude on a utilisé des données optiques issues de différents satellites ainsi que des données de topographie (élévation).

4.3.1. Source de données

Dans ce présent travail, 4 types de données ont été utilisés, il s'agit des images optiques de capteur LandSat avec ses deux derniers capteurs ETM+7 (Enhanced Thematic Mapper) et OLI 8 (Opérationnel Land Imager), ce type d'images est téléchargeable gratuitement depuis www.earthexplorer.usgs.gov. Les images LandSat ont été traitées par le logiciel ENVI 5 (Figure 4.8). L'autre type d'images est celui des images Sentinel 2A, téléchargeable gratuitement depuis <https://scihub.copernicus.eu>. Ces images ont été traitées par le logiciel ESA-SNAP de l'Agence Spatiale Européenne <https://step.esa.int/main/download>. L'autre type de données consiste en données d'élévation, ces données sont issues de deux types de satellites, il s'agit des images Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) et des images ASTER Global Digital Elevation Model (ASTER GDEM), téléchargeables respectivement depuis <http://srtm.usgs.gov> et <http://gdex.cr.usgs.gov/gdex>.

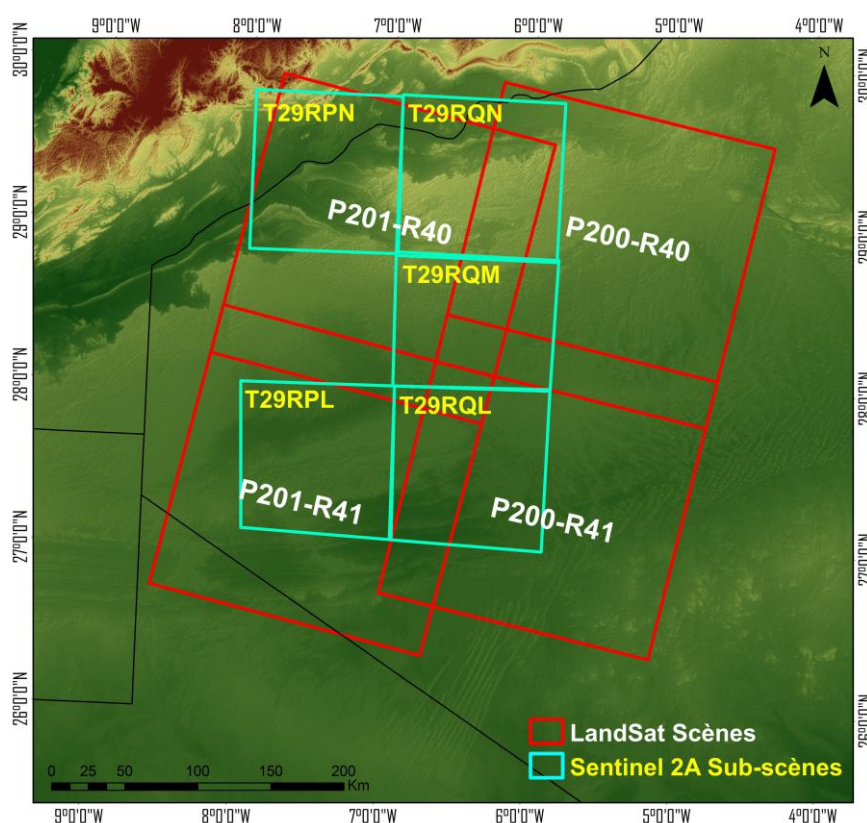


Figure 4.8. Positions et noms des scènes utilisés. Il faut noter que Landsat 7 et 8 ont le même système de géolocalisation WRS-2.

4.3.2. Caractéristiques des images de télédétection

Les satellites de télédétection captent le rayonnement réfléchi par une surface de la Terre possédant des dimensions bien déterminées. Ces dimensions seront ceux de l'image de produit (185x185 Km pour LandSat et 290x290 Km pour Sentinel). Les images seront stockées sous forme de fichier contenant plusieurs bandes.

Chaque bande contient un nombre spécifique de pixels, la taille de pixel varie d'un satellite à un autre elle est de 30m pour LandSat et de 10m pour Sentinel 2A. La taille du pixel définit la résolution spatiale d'un capteur (Figure 4.9), tandis que le nombre de bandes et leur répartition dans le spectre radiométrique définissent sa résolution spectrale (Tableau 4.1). Lorsqu'un satellite capte des images sur un même point dans un temps assez court (chaque Jour), on parle dans ce cas d'une bonne résolution temporelle. En imagerie, un pixel contient l'information géographique (longitude et latitude) et une information de base qui peut être la valeur radiométrique, altitude, gravimétrie...etc. de ce fait les images en télédétection peuvent être assimilées à des matrices, sur lesquelles de nombreux traitements peuvent être appliqués.

Band Number	Central wavelength (nm)	Bandwidth (nm)	Spatial Resolution (m)	OLI Equivalent Band (Wavelength/Resolution)
B1	443	20	60	Aerosols (0.43 – 0.45 / 30)
B2	490	65	10	Blue (0.45 – 0.51 / 30)
B3	560	35	10	Green (0.53 – 0.59 / 30)
B4	665	30	10	Red (0.64 – 0.67 / 30)
B5	705	15	20	-
B6	740	15	20	-
B7	783	20	20	-
B8	842	115	10	NIR (0.85 – 0.88 / 30)
B8A	865	20	20	
B9	945	20	60	-
B10	1380	30	60	Cirrus (1.36 – 1.38 / 30)
B11	1610	90	20	SWIR1 (1.57 – 1.65 / 30)
B12	2190	180	20	SWIR2 (2.11 – 2.29 / 30)

Tableau 4.1: Caractéristiques des bandes des capteurs LandSat 8 et Sentinel 2A. LandSat 7 ETM+ a les mêmes bandes que LandSat 8 sauf qu'il ne possède pas les Cirrus et les Aérosols.

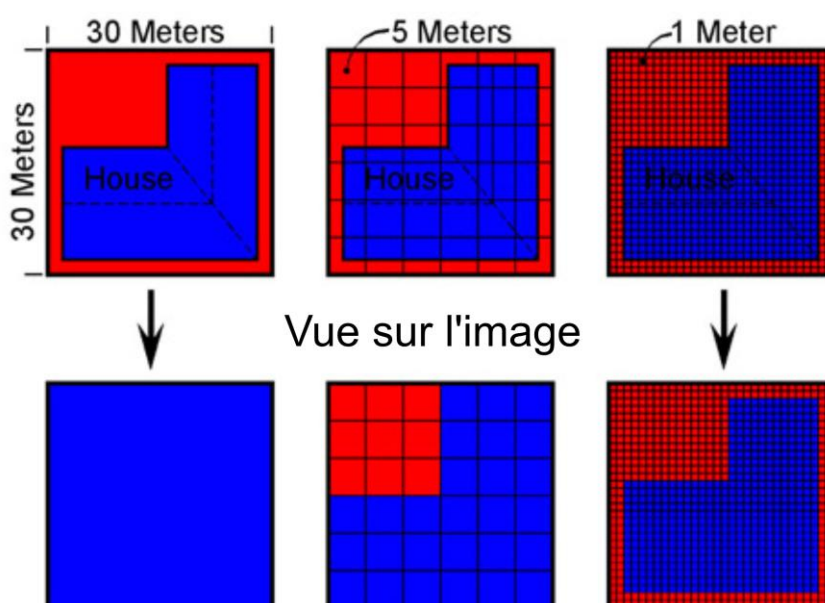


Figure 4.9. Notion de la résolution spatiale.

4.4. Transformations et traitements d'images

Plusieurs traitements peuvent être appliqués sur les images de télédétection. L'image à l'état brut va contenir des erreurs liées aux capteurs. Des corrections géométriques sont nécessaires avant tout traitements radiométriques. Une fois l'image est bien géoréférencée, on procède à des traitements radiométriques. Les corrections radiométriques englobent **(i)** corrections atmosphériques, pour éliminer les effets de l'absorption liée aux particules présentes dans l'atmosphère (Nuages, Aérosols, vapeur...etc.). **(ii)** Les calibrations radiométriques, pour éliminer les effets de fluctuation des valeurs radiométriques, elle est basée sur les mesures simultanées de la réflectance de différents objets sur la surface de la Terre et des mesures de réflectance de l'atmosphère.

Une fois l'image est corrigée, plusieurs traitements peuvent être appliqués sur ces images. Dans notre étude les images de capteur LandSat ont été calibrées par le module de calibration intégré dans ENVI 5.0, les images Sentinel ont été calibrées par le module SCP sous QGIS.

4.4.1. Visualisation en niveau de gris et création d'un support de traitement

Cette étape est très importante, elle vise à visualiser les images en niveau de gris et à établir une base de données sur les dolérites et les formations de voisinage ainsi que leur signature spectrale. La base de données va contenir des informations sur la lithologie, la réflectance de ces formations (valeur radiométrique et le ton) et les bandes d'absorptions.

Dans cette étape, on a utilisé les images LandSat 7 ETM+ pour la facilité de manipulation que présentent ces images. Cette facilité est due à leur taille assez petite (250 à 300 Mb), leur encodage 8bit, la disponibilité des techniques de traitement et de calibration et le nombre important de références bibliographiques sur ces images. Les images LandSat 8 (OLI) ont été mises en ligne pour les utilisateurs en Mars 2014 et les images Sentinel 2A en Novembre 2015, donc la plus grande partie du travail a été réalisée sur les images LandSat 7.

L'étape de visualisation en niveau de gris a été réalisée avec l'aide de la carte géologique, une fois les formations localisées sur la carte, une superposition avec les différentes bandes est nécessaire pour extraire d'une manière automatique les valeurs de réflectance de chaque formation dans les 6 bandes.

Le comportement spectral des dolérites et les formations au sein desquelles elles affleurent (Dévonien, Viséen et Tournaisien) est résumé dans le Tableau suivant : ([Tableau 4.2](#))

Formations	Band1		Band2		Band3		Band4		Band5		Band7	
	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min
Dolérites	49	56	43	49	52	66	55	62	54	67	37	46
Tournaisien	52	58	47	60	52	57	64	77	57	70	59	71
Viséen	54	63	45	63	59	77	69	92	72	94	61	77
Dévonien	59	65	59	70	70	95	83	97	85	106	72	88
Tertiaire	66	79	82	102	114	156	157	180	135	156	118	137

Tableau 4.2: Intervalles moyens de réflectance des dolérites et de leurs encaissants.

L'analyse du tableau et des images (Figure 4.10) indiquent que les bandes 1, 2 et 7 présentent un comportement des dolérites différent des autres formations, ces bandes ont les valeurs les plus faibles de réflectance. La bande 5 présente des valeurs élevées pour les dolérites par rapport aux autres bandes. Les formations du Paléozoïque présentent des valeurs qui se rapprochent dans le visible, la variation est observée dans le proche infrarouge où le Dévonien est bien différencié par ses valeurs élevées.

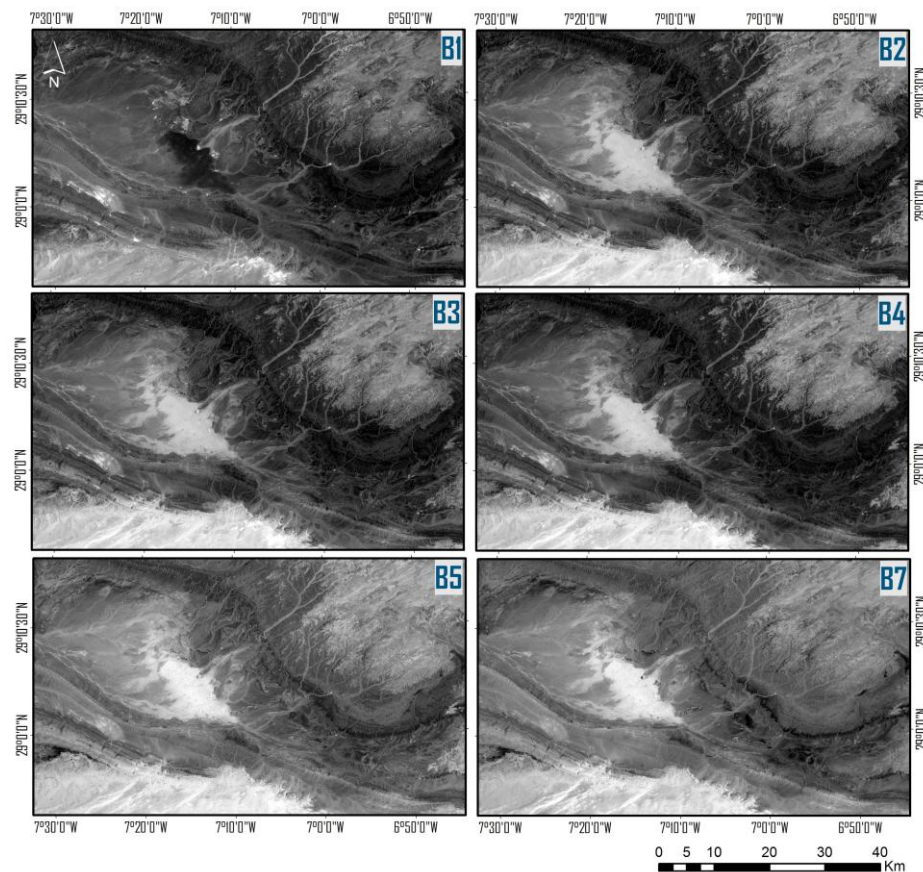


Figure 4.10. Aperçu général en niveau de gris de la variation radiométrique observée sur les dolérites de Zemoul dans toutes les bandes multispectrales du capteur LandSat 7. Les dolérites sont bien visibles sur la bande 7 en teintes sombres.

4.4.2. Visualisation en couleur

Cette étape sert à améliorer la visualisation des images en les affichant en couleurs (mode RVB). L'affichage peut être en lumière naturelle en mettant les trois bandes de visible, à savoir ; les bandes rouge, verte et bleue dans trois canaux d'affichage RVB respectivement (Figure 4.11).

Cette figure montre que les dolérites en lumière naturelle possèdent des teintes et des couleurs très proches de celles de l'encaissant ce qui ne permet pas de les différencier sur cette composition. Le deuxième type d'affichage est celui dit en fausse couleur, où l'affichage comportera des bandes autres que celles du visible. Parmi les compositions utilisées en géologie, on peut citer la composition 731 (Amri et al., 2011; Brahimi et al., 2012; Gül et al., 2012). Cette composition a été utilisée pour l'affichage en fausse couleur (Figure 4.12). Sur cette figure, les dolérites sont repérables avec une couleur en bleu foncé. Cette figure montre aussi la fiabilité des compositions en fausses couleurs et le but d'investigation du domaine infrarouge.

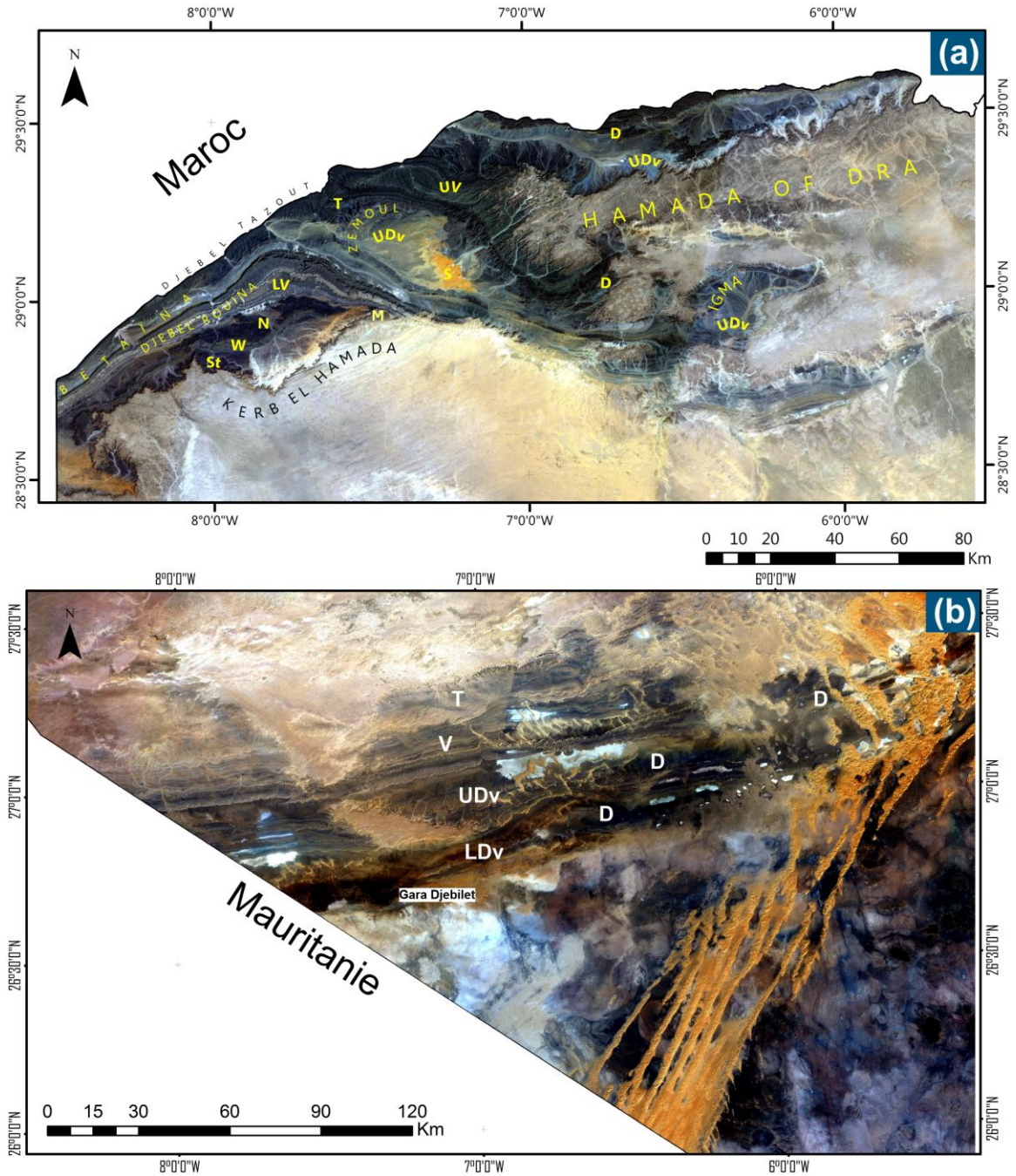


Figure 4.11. Composition en lumière naturelle 321 en Mode RGB. (a) Flanc Nord du bassin. (b) Flanc Sud du bassin. *D*; Dolérites, *S*; Sable, *St*; Stéphanien, *T*; Tournaisien, *LV*; Viséen Inférieur, *UV*; Viséen Supérieur, *W*; Westphalien, *N*; Namurien, *LDv*; Dévonien Inférieur, *MDv*; Dévonien Moyen, *UDv*; Dévonien Supérieur.

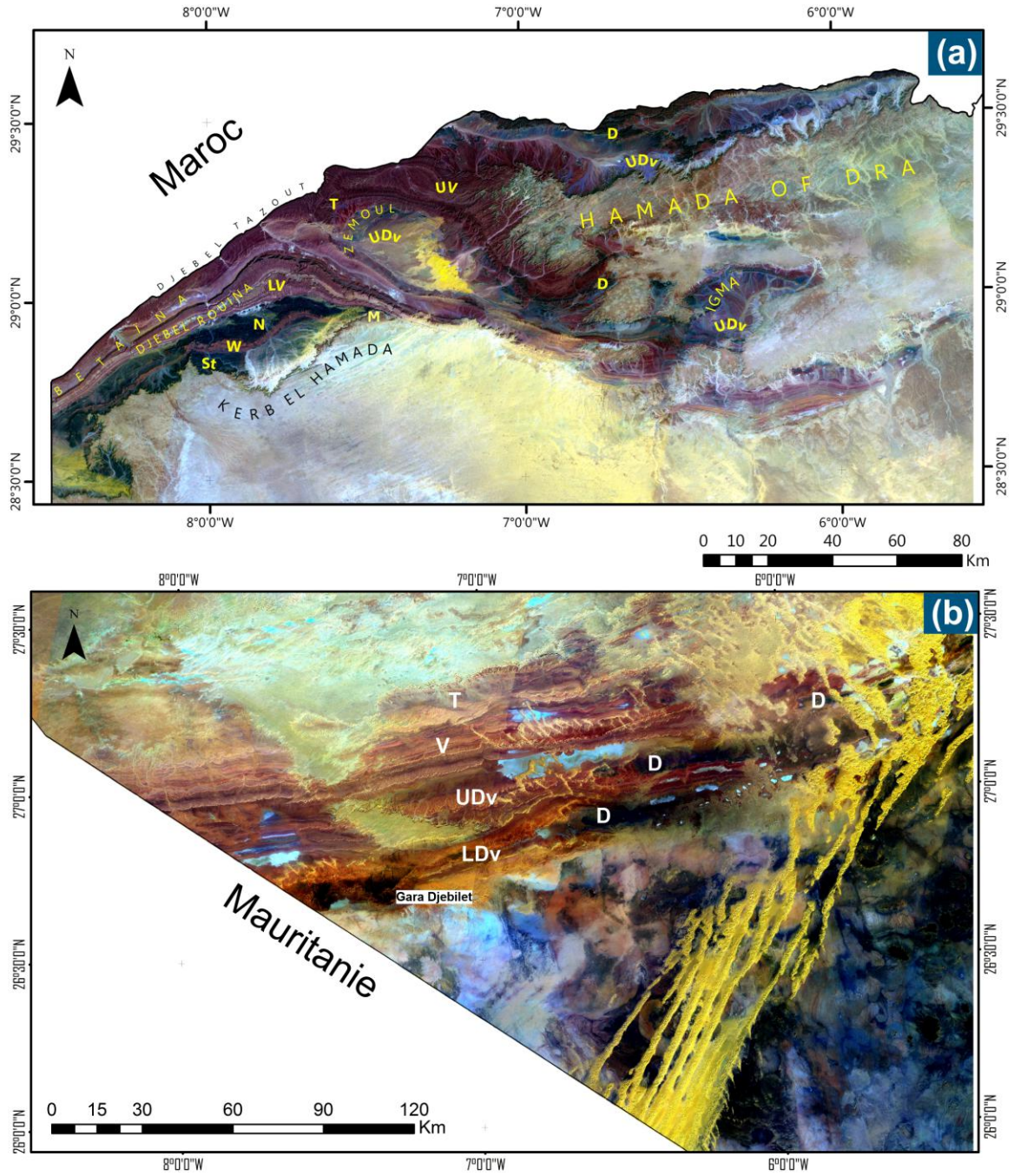


Figure 4.12. Composition en fausse couleur 731 en Mode RGB. (a) Flanc Nord du bassin. (b) Flanc Sud du bassin. *D*; Dolérites, *S*; Sable, *St*; Stéphanien, *T*; Tournaisien, *LV*; Viséen Inférieur, *UV*; Viséen Supérieur, *W*; Westphalien, *N*; Namurien, *LDv*; Dévonien Inférieur, *MDv*; Dévonien Moyen, *UDv*; Dévonien Supérieur.

4.4.3. Les bandes ratios (Rapports de bandes)

La division des images ou rapports de bandes spectrales est l'une des opérations mathématiques les plus courantes appliquées aux données multispectrales. Cette transformation consiste à diviser la valeur radiométrique d'un pixel d'une bande sur la valeur radiométrique du même pixel d'une autre bande (Gupta, 2013). L'application des rapports de bandes ont pour objectif principal l'extraction d'informations sur une cible initialement confuse, ou bien la mise en valeur d'une formation géologique par rapport aux autres.

Le principe est simple, il consiste à choisir les bandes à mettre en rapport suivant le comportement de la cible (Figure 4.13). Souvent, on utilise la signature spectrale de la cible et son voisinage pour définir les rapports les plus optimums. Le résultat d'un rapport de deux bandes est une nouvelle bande qui va contenir des valeurs de pixels allant de 0 à 3 (en géologie on dépasse rarement les valeurs 5, sauf si il y a des anomalies, généralement quand il y a de la neige, du sel dans les Sebkhas...etc.). On peut afficher le résultat en niveau de gris comme on peut combiner 3 rapports pour l'affichage en mode RGB (Figure 4.14).

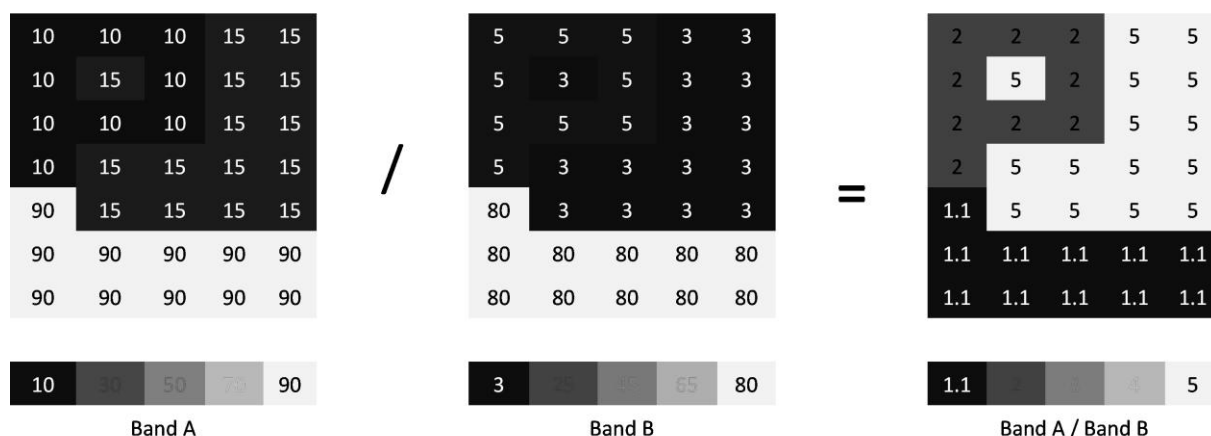


Figure 4.13. Extraction d'une formation initialement confuse avec une autre. Cette figure illustre le rôle d'utilisation des rapports de bandes.

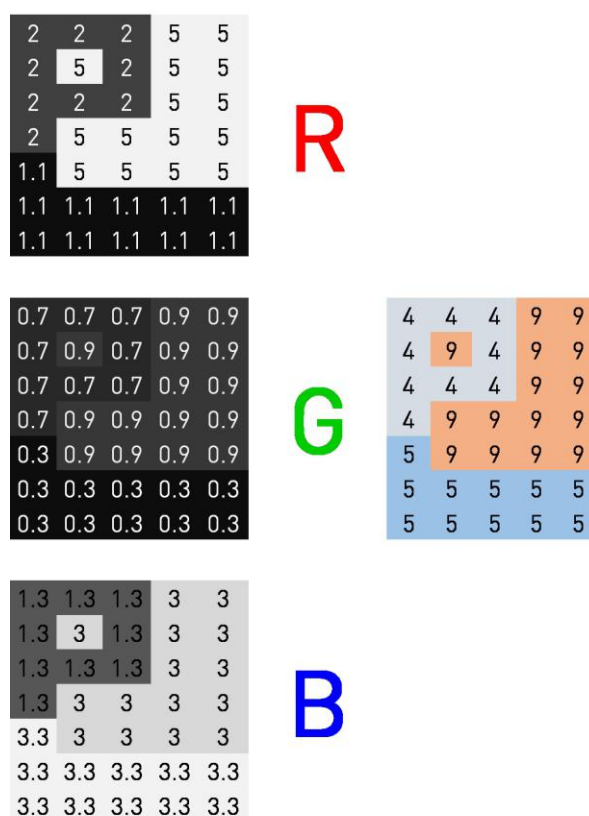


Figure 4.14. Combinaison entre 3 rapports de bandes pour l'affichage en mode RGB. Les pixels en rouge sont le résultat des grandes valeurs radiométriques au niveau du premier rapport, de même pour les pixels bleus où le troisième ratio, présentent les valeurs les plus élevées.

Les rapports ont la particularité d'éliminer les effets d'ombre liés aux variations de relief, ainsi que les effets saisonniers liés à l'angle d'inclinaison du soleil (Trinh and Tran, 2009; Van and Binh, 2008).

L'application de cette transformation pour extraire les dolérites est rendue simple grâce aux résultats du Tableau 4.1, la division des bandes où les dolérites ont de faibles valeurs (1, 2 et 7) sur la bande où les dolérites présentent des valeurs élevées (bande 5), donne un résultat très appréciable (Figure 4.15). Les dolérites se présentent en couleur cyan et toutes les autres formations paléozoïques en rose. Lors de l'affichage en mode RGB, l'ordre d'affichage des ratios n'est pas très important, néanmoins le choix de la couleur de la cible est important. On a choisi l'ordre 7/5, 2/5 et 1/5 pour illustrer les dolérites en cyan.

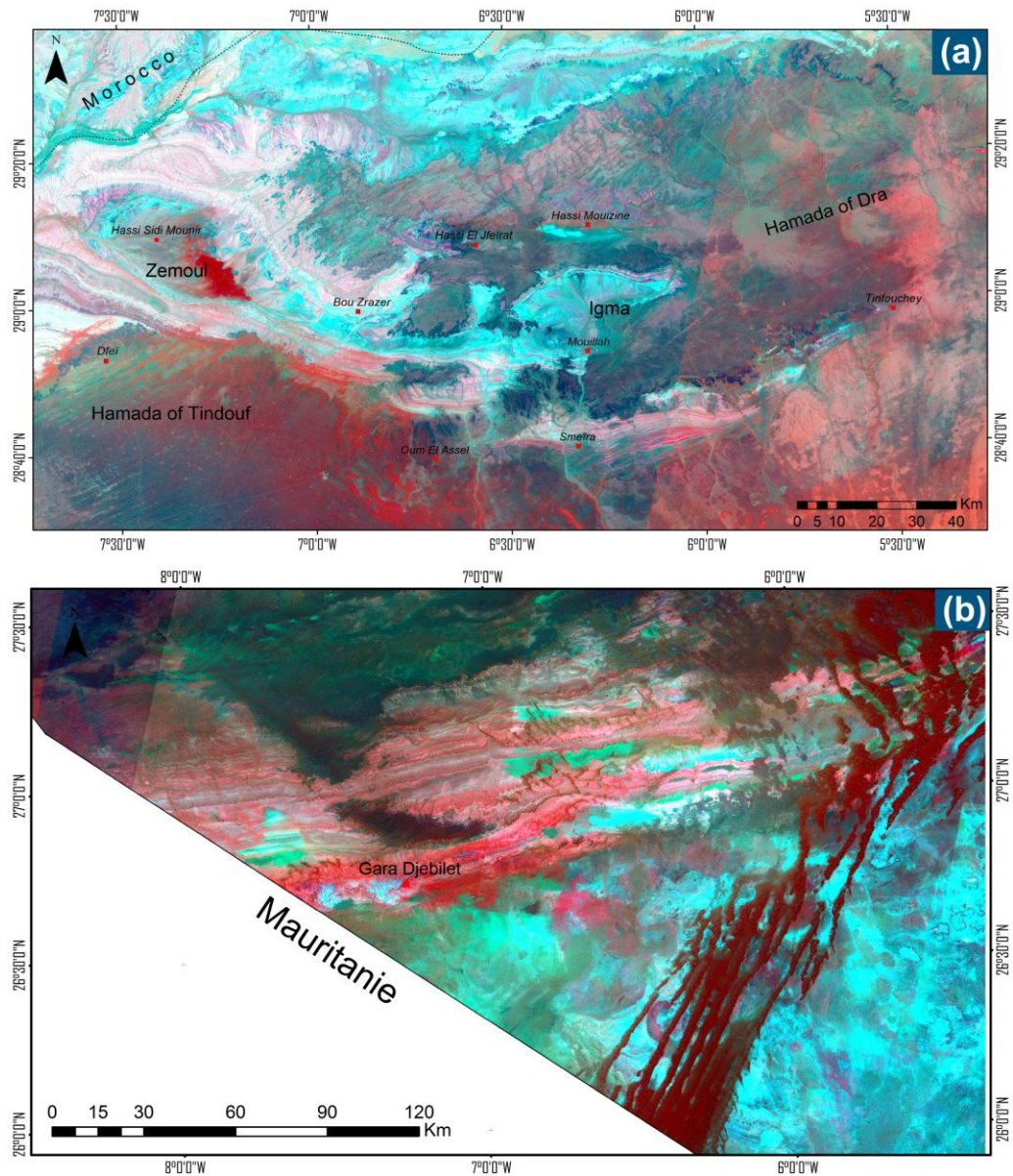


Figure 4.15. Les ratios 7/5, 2/5 et 1/5 affichés en mode RGB respectivement. Les dolérites sont de couleur cyan (bleu clair), tandis que les formations paléozoïques sont en couleur rosâtre. (a) Application au flanc nord. (b) application au flanc sud.

Les rapports précédents, malgré le fait qu'ils ont livrés de bons résultats pour les dolérites, ne permettent pas de bien différencier ces dernières des formations ferri-fères et volcano-sédimentaires au niveau du flanc sud de bassin. Ceci nous pousse à appliquer des traitements avancés.

4.4.4. Analyse en composantes principales (ACP)

L'ACP est une technique souvent utilisée en cartographie géologique, elle consiste à réduire le nombre de données initiales en éliminant leur redondance. Elle permet de procéder à des transformations linéaires d'un grand nombre de variables inter-corrélées de manière à obtenir un nombre limité de composantes non corrélées (Daultrey, 1976; Prost, 2013; Vogt and Tacke, 2001). C'est une transformation qui permet d'obtenir un nombre réduit de canaux tout en conservant le maximum d'information. La première composante va contenir le maximum d'information, la représentation graphique des valeurs propres nous aide à choisir la meilleure composante, l'endroit où la courbe change brusquement d'allure correspond à la limite d'extraction, les composantes qui ont des valeurs propres faibles ont moins d'informations, pour ce faire on a appliqué le Scree Test (Cattel, 1966), le graphique change d'allure à la deuxième composante. Cette analyse permet, entre autres, de créer des composés colorés des trois premières composantes qui constituent un excellent produit d'interprétation visuelle, augmentant ainsi le contraste entre les divers objets au sol. Elle se base sur les matrices de corrélation et de covariance (Tableau 4.3), généralement en géologie on choisit les composantes les mieux corrélées entre elles pour l'affichage en mode RGB (Figure 4.16). Les composantes CP1, CP2, CP3 et CP4 sont les mieux corrélées entre elles, on a choisi les composantes CP3, CP2 et CP1 pour l'affichage en mode RGB respectivement. L'ACP a livré de bons résultats, les dolérites sont bien différenciées (Figure 4.17). Elles apparaissent en bleu sombre, elles sont confondues au Sud avec les formations riches en fer de Gara Djebilet et avec les complexes volcano-sédimentaires de la dorsale Réguibat.

	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
PC1	1.000	0.997	0.993	0.994	0.989	0.969
PC2	0.997	1.000	0.995	0.995	0.990	0.969
PC3	0.993	0.995	1.000	0.998	0.988	0.961
PC4	0.994	0.995	0.998	1.000	0.993	0.971
PC5	0.989	0.990	0.988	0.993	1.000	0.991
PC6	0.969	0.969	0.961	0.971	0.991	1.000

Tableau 4.3. Matrice de corrélation.

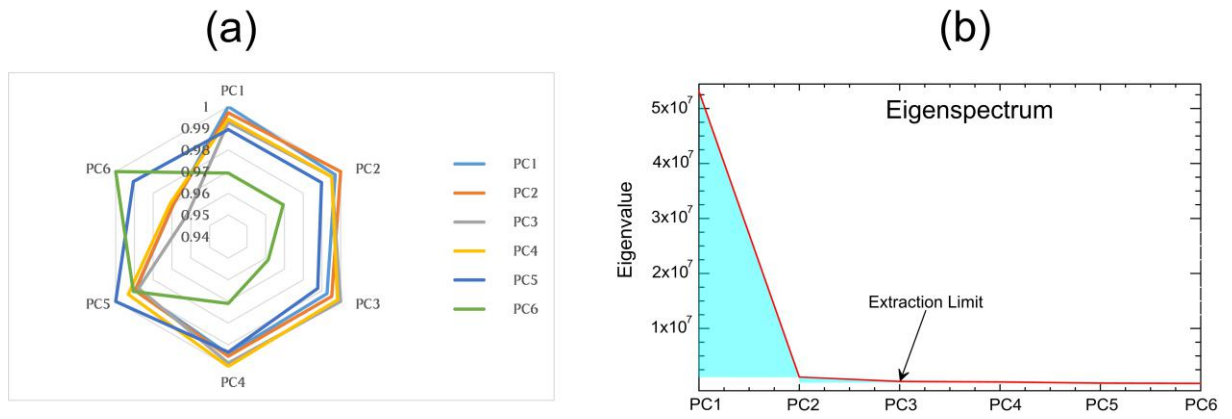


Figure 4.16. a) Présentation sous forme d'un radar des coefficients de corrélation entre les 6 composantes. b) Limite d'extraction suivant les tests « Scree » de Cattell (1966).

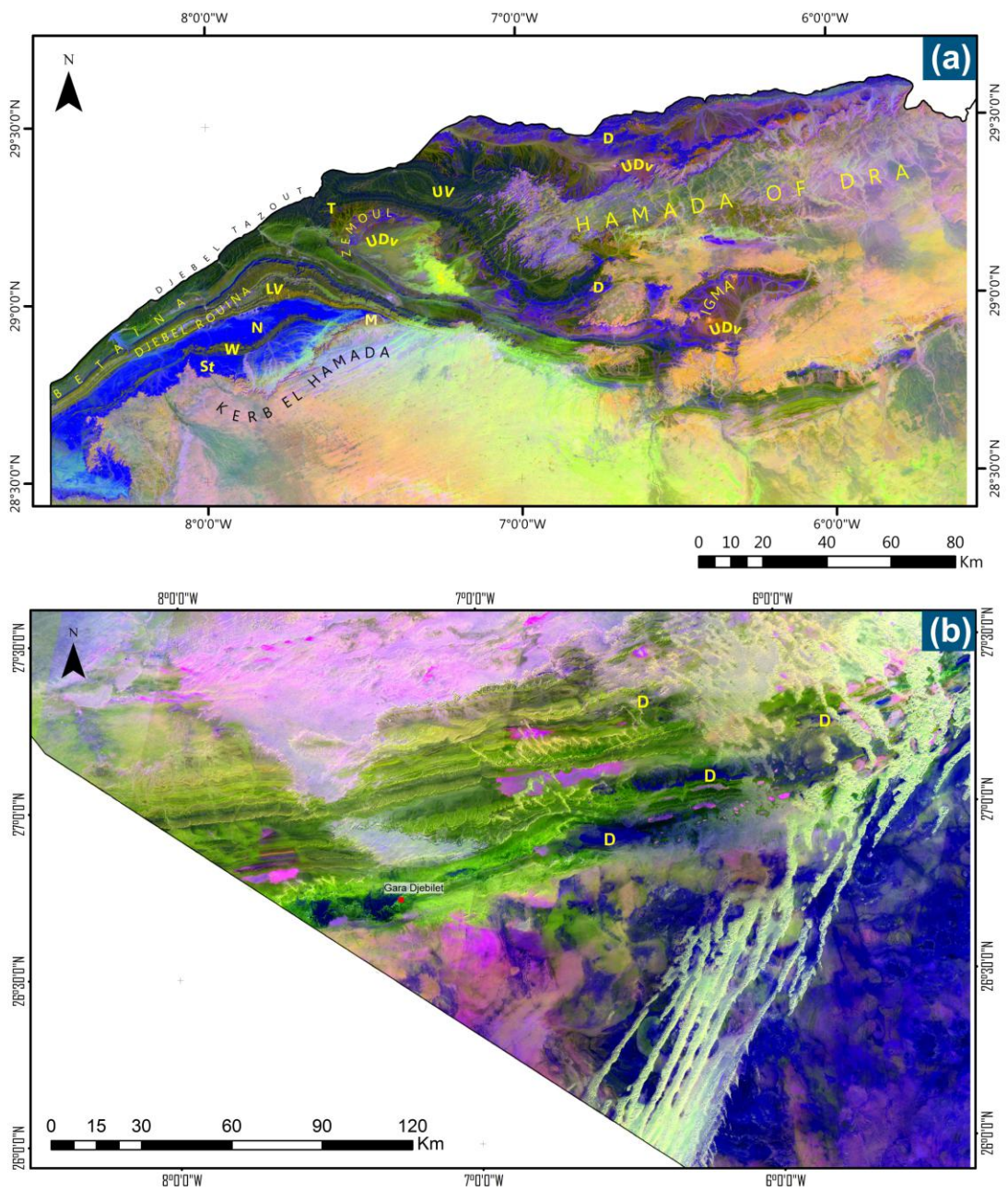


Figure 4.17. CP3, CP2 et CP1 affichées en mode RGB. (a) Flanc nord du bassin de Tindouf. (b) Flanc sud du bassin de Tindouf. La toponymie est la même que la Figure 4.12.

4.5. Filtrage et rehaussement spectral des images

Dans cette partie on tentera de cartographier les discontinuités structurales (Dykes et failles). Pour ce faire, on a appliqué des filtres directionnels de type Sobel (Aouragh et al., 2012; Coulibaly, 1996; Karnieli et al., 1996). Appelée aussi analyse linéamentaire, elle consiste à extraire les linéaments représentés sur l'image par ; des failles, des Dykes, des limites lithologiques et éventuellement par les réseaux hydrographiques et routiers. Ces discontinuités sont traduites sur l'image par de fortes transitions de réflectance dues au changement de texture. Pour ce faire on a procédé suivant trois étapes ; la première consiste à appliquer les filtres directionnels de Sobel sur la bande PIR avec une fenêtre 5x5 (Figure 4.18). L'analyse visuelle nous a permis d'extraire les linéaments (Dykes) en les reportant sur une carte à l'aide d'ArcGis 10.2. Les nouvelles versions du logiciel Geomatica ont la possibilité d'extraire les linéaments d'une manière automatique, mais, un grand travail d'élimination doit être fait vu qu'ils font une extraction aveugle basée sur le changement du contraste lié à la texture, dans ce cas les lignes de crêtes, les oueds, les routes, les limites des formations peuvent être interprétés comme des failles ou des dykes. Les dykes sont aussi bien visibles sur les traitements précédents (Rapports de bandes et ACP). Cette étude linéamentaire à révéler des informations très intéressantes concernant le mode de mise en place des dykes. Les linéaments sont des failles décrochantes, avec un jeu généralement dextre et parfois senestre. Elles affectent la série paléozoïque depuis le Dévonien jusqu'au Viséen inférieur. Ces failles furent remplies par d'importantes quantités de magma lors du rifting lié à l'ouverture de l'océan Atlantique, formant ainsi de longs dykes.

E-W (0°)					N-S (90°)				
1	1	0	-1	-1	-1	-2	-3	-2	-1
2	3	0	-3	-2	-1	-3	-4	-3	-2
3	4	0	-4	-3	0	0	0	0	0
2	3	0	-3	-2	1	3	4	3	-2
1	1	0	-1	-1	1	2	3	2	1

NE-SW (45°)					NW-SE (135°)				
0	-1	-2	-2	-3	3	2	2	1	0
1	0	-3	-4	-2	2	4	3	0	-1
2	3	0	-3	-2	2	3	0	-3	-2
2	4	3	0	-1	1	0	-3	-4	-2
3	2	2	1	0	0	-1	-2	-2	-3

Figure 4.18. Kernels du filtre Sobel dans les 4 directions.

Ce filtre convolutionnaire utilise une matrice de convolution (Fenêtre), il s'agit d'un produit matriciel entre les fenêtres 5x5 précédentes et l'image LandSat. L'image est considérée comme une matrice où chaque pixel sera un élément de cette matrice, représenté par ses coordonnées i et j avec une valeur du pixel qui sera la réflectance. Les failles et les dykes présentent des discontinuités radiométriques sur l'image, généralement ces discontinuités ne sont visibles qu'au niveau des bandes du proche infrarouge (Figure 4.19). La fenêtre (appelée aussi Kernel) va balayer l'image en multipliant chaque valeur d'un pixel sur l'image par les valeurs de Kernel (Figure 4.20).

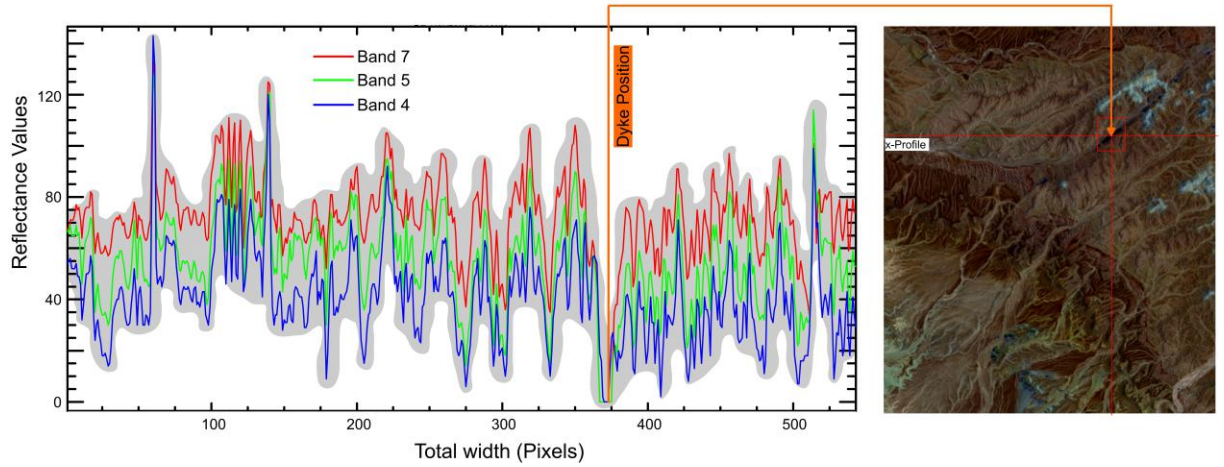


Figure 4.19. X-Profile illustrant la discontinuité créée par un Dyke dans la région de Zemoul.

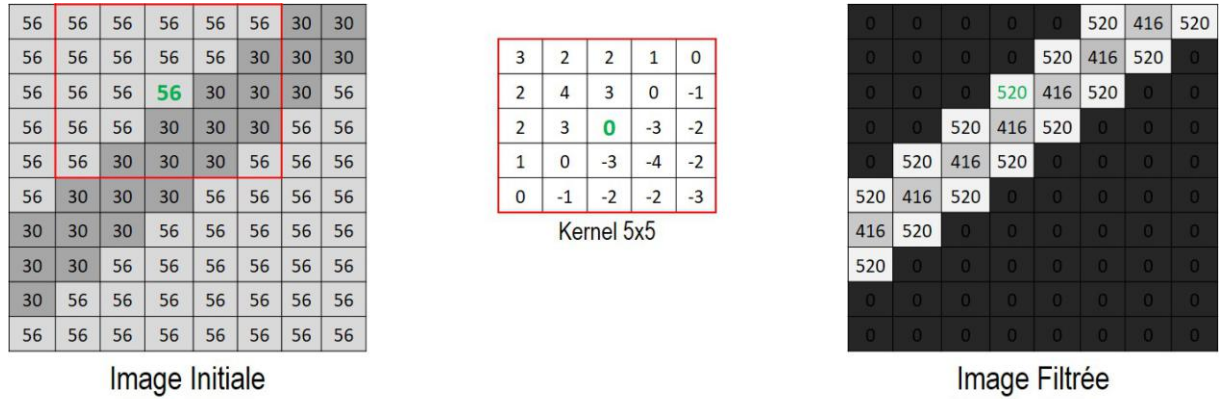


Figure 4.20. Exemple de fonctionnement d'un Kernel 5x5 d (135°) de Sobel.

Sur cette figure, les valeurs dans l'image à droite ont été obtenues suite à la multiplication du Kernel par les pixels de l'image à gauche. Le produit se fait de la manière suivante :

Si on considère le pixel qui porte la valeur 520 (vert) comme inconnue, sa valeur se calcul comme suit :

$$\mathbf{X} = [(3*56) + (2*56) + (2*56) + (1*56) + (0*56) + (2*56) + (4*56) + (3*56) + (0*56) + (1*30) + (2*56) + (3*56) + (0*56) + (3*30) + (-2*30) + (1*56) + (0*56) + (-3*30) + (-4*30) + (-2*30) + (0*56) + (-1*30) + (2*30) + (2*30) + (-3*56)] = \mathbf{520}$$

De la même façon, les autres pixels seront multipliés par le Kernel pour obtenir une image filtrée. L'angle de filtrage de Kernel est d'une grande importance, les linéaments et les dykes au niveau du bassin de Tindouf ont une direction générale orientée NE-SW à NNE-SSW, dans ce cas le meilleur filtre sera celui qui opère dans la direction opposée, à savoir le Kernel de direction NW-SE (135°).

Le choix de la bande à filtrer aussi est d'une grande importance, généralement on utilise la première composante principal, c'est elle qui contient le maximum d'informations. Plusieurs auteurs utilisent la bande proche infrarouge (bande 4 pour LandSat 7), elle présente le maximum de contraste entre les linéaments et leur environnement (Gupta, 2013).

L'application de ce filtre suivant ces quatre directions sur la bande 4 a donné de bons résultats uniquement dans la direction perpendiculaire à la direction des dykes (Figure 4.21). Le même filtre a été appliqué sur tout le bassin de Tindouf, les images résultantes ont fait l'objet d'une analyse visuelle sous ArcGis dans le but d'extraire les dykes et les failles. Une carte linéamentaire a été préparée, l'orientation et la direction des linéaments extraits ont été déterminées par le logiciel SPO (Shape Preferential Orientation) et représentées sous forme de rosaces de directions avec le logiciel Stereonet. La carte des linéaments (Figure 4.22) sur laquelle on a rajouté l'information de la densité des linéaments, montre que les linéaments au Nord sont de direction NE et que les segments des linéaments sont moins longs par rapport aux linéaments du Sud. La densité est plus élevée au sud, cela confirme la prédominance de la déformation cassante au sud.

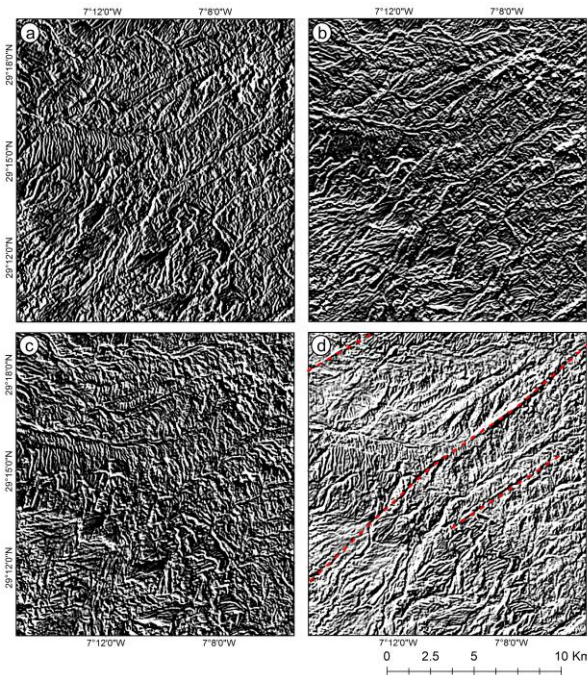


Figure 4.21. Extraction des dykes par filtrage directionnel. (a) filtre sobel E-W. (b) Filtre Sobel N-S. (c) Filtre Sobel NE-SW. (d) Filtre Sobel NW-SE. La figure montre bien l'importance du choix de la direction de filtre perpendiculaire à la direction des linéaments.

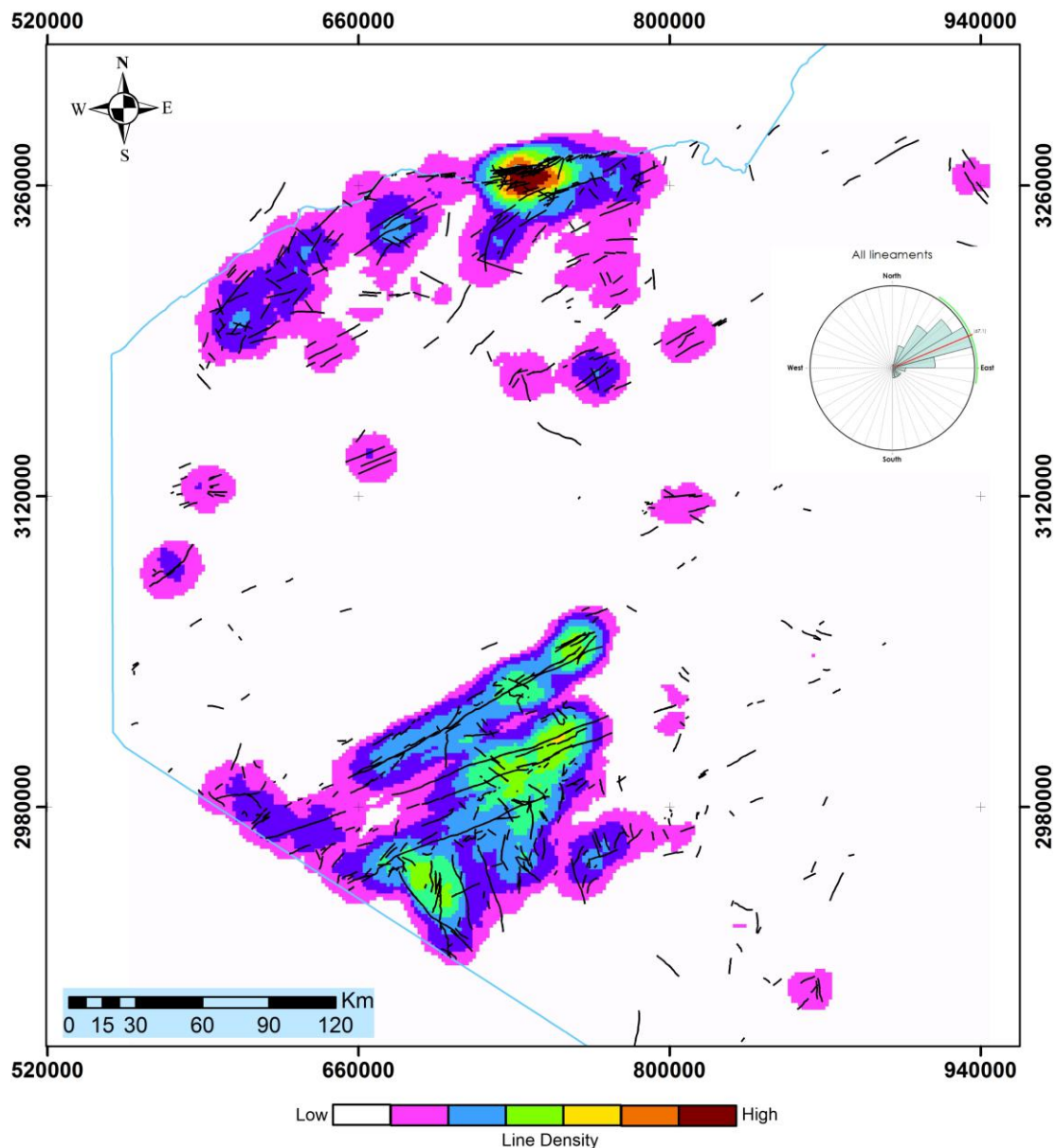


Figure 4.22. Carte de densité et d'orientation des linéaments dans le bassin de Tindouf. Les linéaments correspondent la plupart du temps à des dykes et quelques failles.

4.6. Conclusion

Les premiers traitements nous ont permis de mieux localiser les affleurements des dolérites et faire une cartographie de ces formations. Des cartes ont été réalisées, elles vont être à la base des travaux de terrain et des études approfondies par télédétection et géophysique. Au niveau du flanc nord, les affleurements des sills sont répartis sur toute la région (Figure 4.23), les dykes sont moins abondants et sont parallèles et de direction NE-SW. Au flanc sud, les sills sont moins abondants, ils sont répartis sur les régions d'Aouinet Lagraa et de Gara Essayada (au voisinage du gisement de fer de Mecheri Abdelaziz) (Figure 4.24). Les dykes forment un réseau très dense, ils ont une direction ENE-WSW.

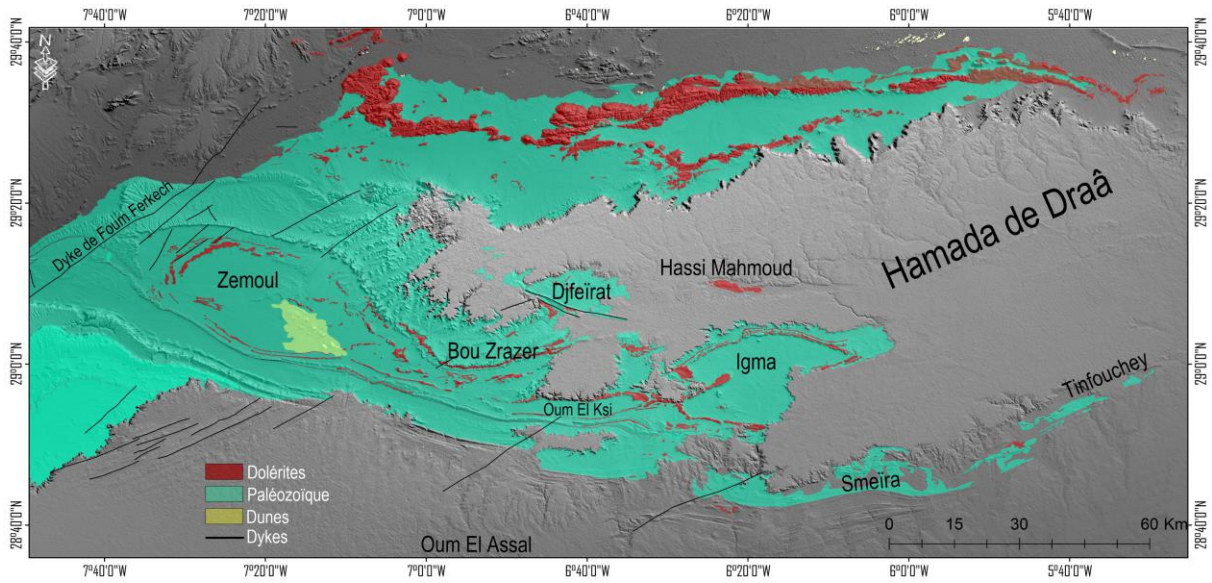


Figure 4.23. Carte de répartition des dolérites sur le flanc nord du bassin de Tindouf.

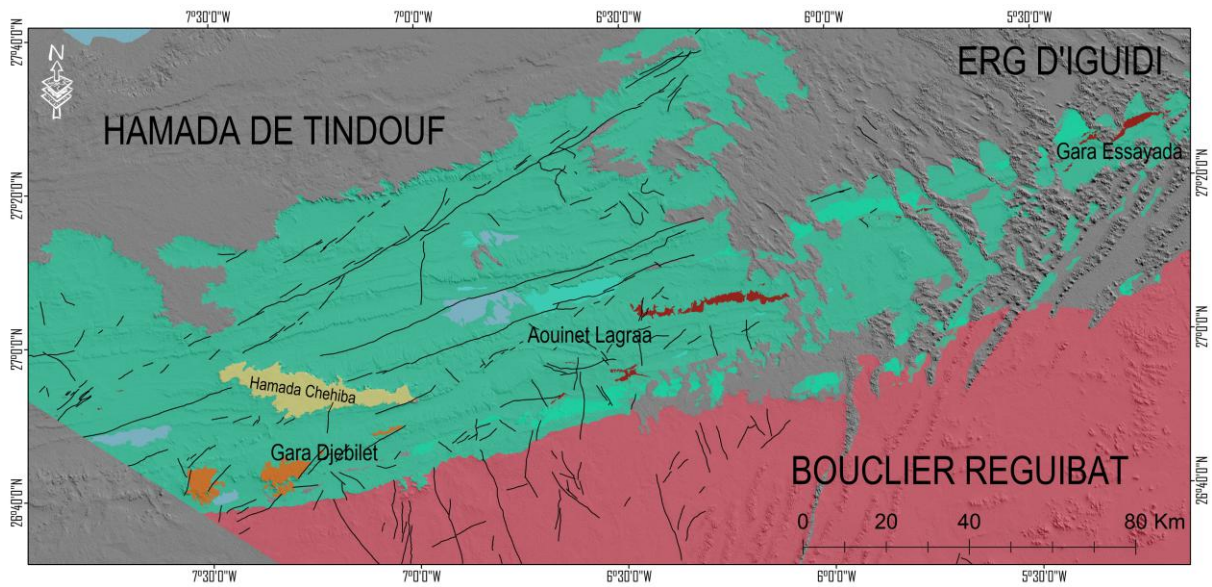


Figure 4.24. Carte de répartition des dolérites sur le flanc sud du bassin de Tindouf. La légende est la même que celle de la figure 4.23

Chapitre V

Données de Terrain,
Pétrographie
et Géochimie

Dans ce chapitre seront présentés les données de terrain ainsi que les travaux de laboratoire (pétrographie et géochimie).

5.1. Mission de Terrain

La mission de terrain a été réalisée dans la région du flanc nord du bassin de Tindouf du 27 Décembre 2014 au 5 Janvier 2015, La carte de la répartition des dolérites en affleurement réalisée grâce aux premiers traitements d'images, a été le support de base sur lequel nous avons positionné les points d'échantillonnage (Figure 5.1). Suite à cette mission, cette carte a été validée, corrigée et complétée.

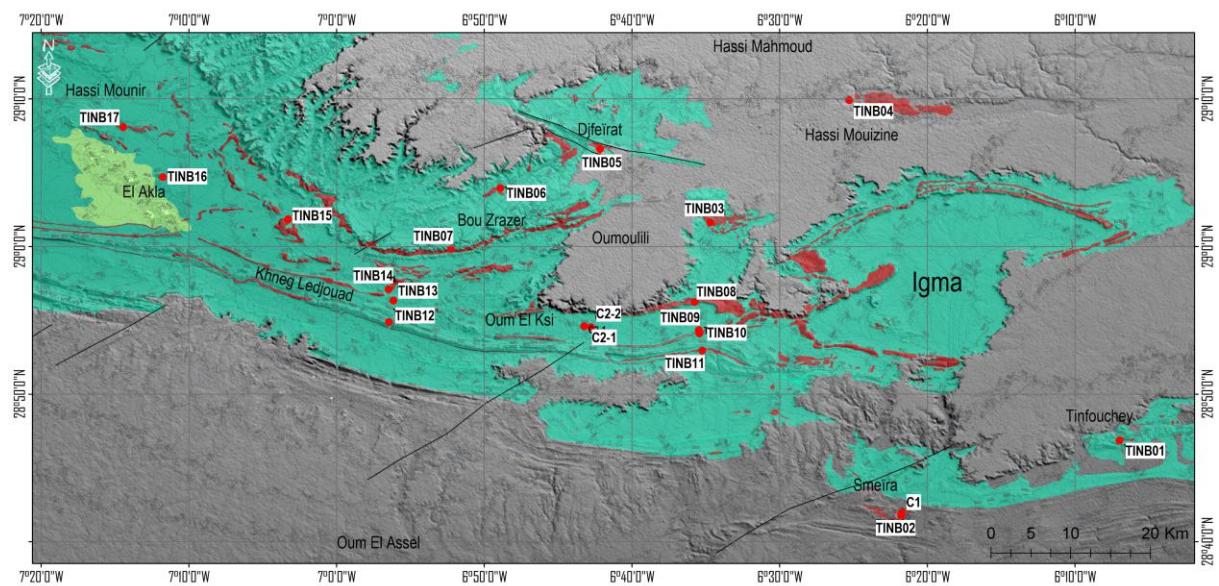


Figure 5.1. Carte de positionnement des points d'échantillonnage.

Tous les affleurements de dolérites de cette région ont été échantillonnés, mis à part ceux localisés près de la frontière marocaine, qui sont actuellement inaccessibles pour des raisons de sécurité.

5.1.1. Caractéristiques des points d'échantillonnage

21 échantillons ont été récoltés durant cette mission, les caractéristiques des dolérites varient d'un point à un autre de point de vue type, degré d'altération, niveau d'affleurement, couleur, texture...etc. Ces caractéristiques sont importantes car elles nous permettent de (i) comprendre le comportement spectral de ces dolérites, (ii) compléter la carte par les pendages et les limites avec les formations paléozoïques et (iii) interpréter les résultats de la pétrographie et de la géochimie. Les échantillons prélevés sont désignés par les initiales TINB « Tindouf Basin » de 01 jusqu'à 17. Pour les échantillons des cheminées volcaniques, on utilisera l'initial C pour les désigner. Dans la région d'Igma on a utilisé un échantillon « IGM05 » échantillonné par M.C Chabou en 2006.

a. TINB01, région de Tinfouchey

Ce point a pour coordonnées : **X**: 06°06'59,20''O et **Y**: 28°46'51.8''N. La dolérite affleure dans le Viséen inférieur sous forme de sills de faible épaisseur. Elle se présente à un stade avancé d'altération (Figure 5.2).

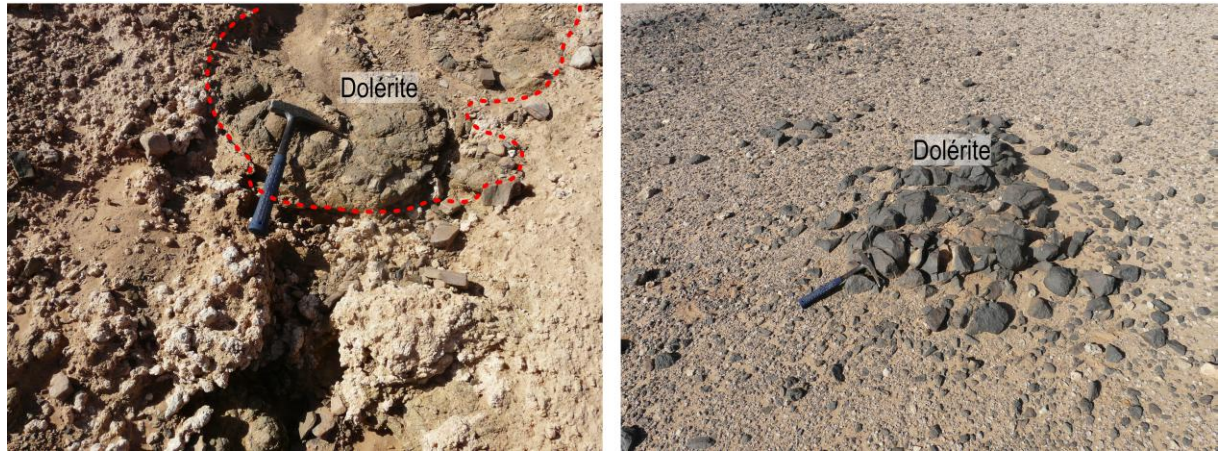


Figure 5.2. Dolérite altérée de la Région de Tinfouchy.

b. TINB02 et C1, région de Smeïra

Les coordonnées de ce point sont : **X**: 06°21'45''O et **Y**: 28°41'55,8''N. La dolérite affleure dans le Viséen supérieur sous forme de sills épais. La dolérite présente une altération en boules (structure en pelure d'oignon) (Figure 5.3). Des petits bombements ont été observés dans cette région, et contiennent des roches qui présentent une bréchification. Il pourrait s'agir de petites cheminées volcaniques. Un échantillon a été prélevé de l'un de ces bombements (C1), ses coordonnées géographiques sont : **X**: 06°21'45,5''O, **Y**: 28°41'45,3''N.

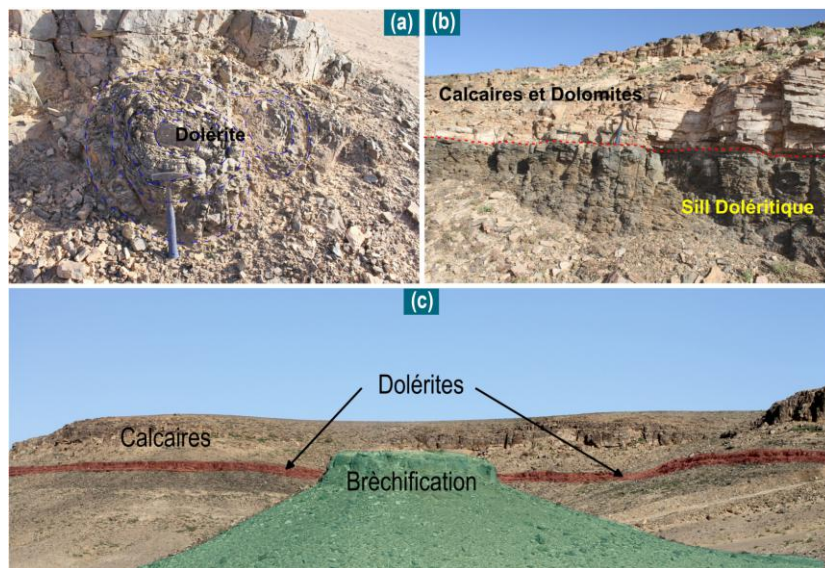


Figure 5.3. Affleurement de dolérites dans la région de Smeïra. (a) Altération en pelure d'oignon typique des dolérites. (b) Un sill doléritique surmonté par une dalle calcaire du Viséen supérieur. (c) bombement présentant une bréchification, il pourrait s'agir d'une cheminée d'alimentation.

c. TINB03 et TINB04, régions de Hassi Mouizine et Oum Oulili

Le sill de la région de Hassi Mouizine (TINB04) présente la particularité d'affleurer en une grande masse au milieu de la Hamada du Drâa. Il est en intrusion au sein du Famennien. L'échantillon TINB03 a été prélevé d'un sill en intrusion dans le Tournaisien dans la région d'Oum Oulili. Les coordonnées géographiques de ces deux échantillons sont : **X**: 06°34'42''O et **Y**: 29°01'38''N, pour TINB03 et **X** : 06°25'17'' O et **Y** : 29°09'54,7''N pour TINB04. Les dolérites dans ces sills se présentent sous forme de blocs de dimensions moyennes (20 à 60 cm de diamètre), parfois importantes (Figure 5.4.d). Elles sont altérées et recouvertes par une patine (Figure 5.4.a et b).



Figure 5.4. (a) et (b) dolérites altérées (altérations en boules) appartenant respectivement aux régions d'Oum Oulili et de Hassi Mouizine. (c) Affleurement important de dolérites très sombres dans la région d'Oum Oulili. (d) grand sill dans la région de Hassi Mouizine, avec de grands blocs de dolérites peu altérées.

d. TINB05, TINB06 et TINB07, régions de Djfeïrat et Bou Zrazer

Les dolérites dans les régions de Djfeïrat et de Bou Zrazer sont compactes et se présentent sous formes de grands blocs. La fracturation est bien visible sur ces blocs, les fissures sont souvent remplies de calcite. Les coordonnées des deux échantillons TINB05 et TINB06 sont respectivement : **X** : 06°42'09''O, **Y**: 29°06'36,2''N ; **X**: 06°48'54,4''O et **Y**: 29°03'57,5''N. Ces deux échantillons ont les mêmes caractéristiques: c'est la continuité du même sill qui affleure dans deux endroits.

Sur les images de télédétection, on ne voit que les formations qui surmontent ces sills (Figure 5.5). Les dolérites dans cette région peuvent former de très bons réservoirs d'eau, le taux de fracturation et l'épaisseur importante des sills leur offre de grandes potentialités aquifères. L'échantillon TINB07 a pour coordonnées : **X**: 06°52'14,4''O et **Y**: 28°59'49''N. Il a été récupéré dans la région de Bou Zrazer, dans le lit d'oued Bou Zrazer.

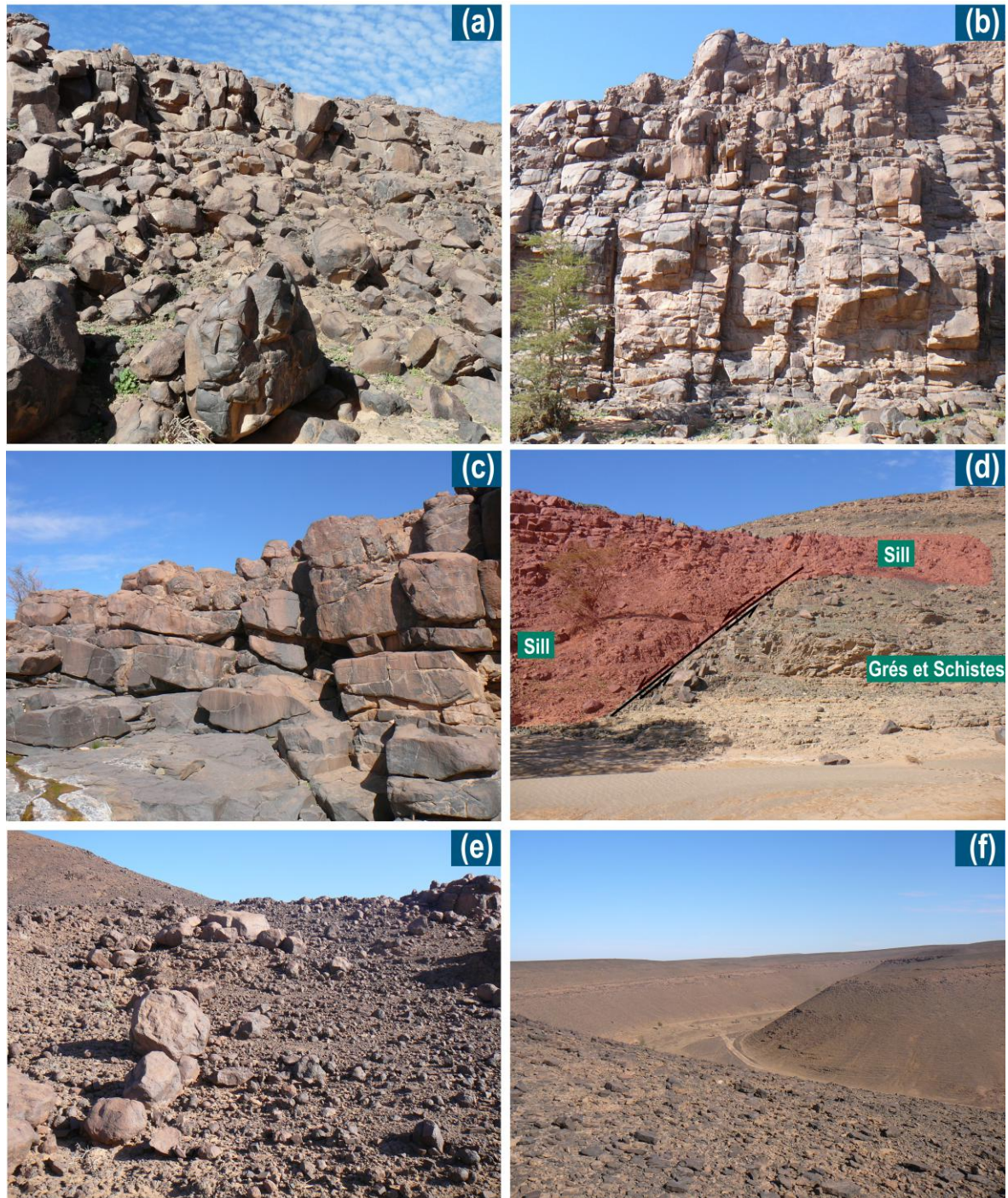


Figure 5.5. Caractéristiques des dolérites dans les régions de Djfeirat et de Bou Zrazer. (a) et (b) Dolérites en gros blocs fracturés dans la région de Djfeirat. (c) circulation d'eau dans les fractures des dolérites. (d) changement d'épaisseur du sill au niveau d'une faille. (e) les dolérites dans la région de Bou Zrazer. (f) Oued Bou Zrazer.

e. TINB08, 09, 10 et 11, C2-1 et C2-2, région d'Oum El Ksi

Les échantillons récupérés dans la région d'Oum El Ksi ont pour coordonnées :

TINB08 : X: 06°35'41,5''O, Y: 28°56'13''N

TINB09 : X: 06°35'28,1''O, Y: 28°54'19.4''N

TINB10 : X: 06°35'27''O, Y: 28°54'06''N

TINB11 : X: 06°35'14''O, Y: 28°52'57''N

C2-1 : X: 06°43'14''O, Y: 28°54'36''N

C2-2 : X: 6°42'45.76''O, Y: 28°54'31.82''N

Les sills de cette région ont des épaisseurs variables de quelques mètres à des dizaines de mètres. Ils affleurent au niveau des formations du Dévonien supérieur (Famennien). Les dolérites de ces sills se présentent sous forme de sphères avec des diamètres variables de 2 à 30 cm. Les cheminées C2-1 et C2-2 appelées par les nomades de cette région « Riâat El Kelba », sont deux bombement au milieu d'une vaste zone plate (dépression d'Oum El Ksi). Au niveau de ces bombements, une forte bréchification est observée, mais, aucune dolérite n'a été trouvée en affleurement, Il est possible que le magma n'ait pas atteint la surface (Figure 5.6).

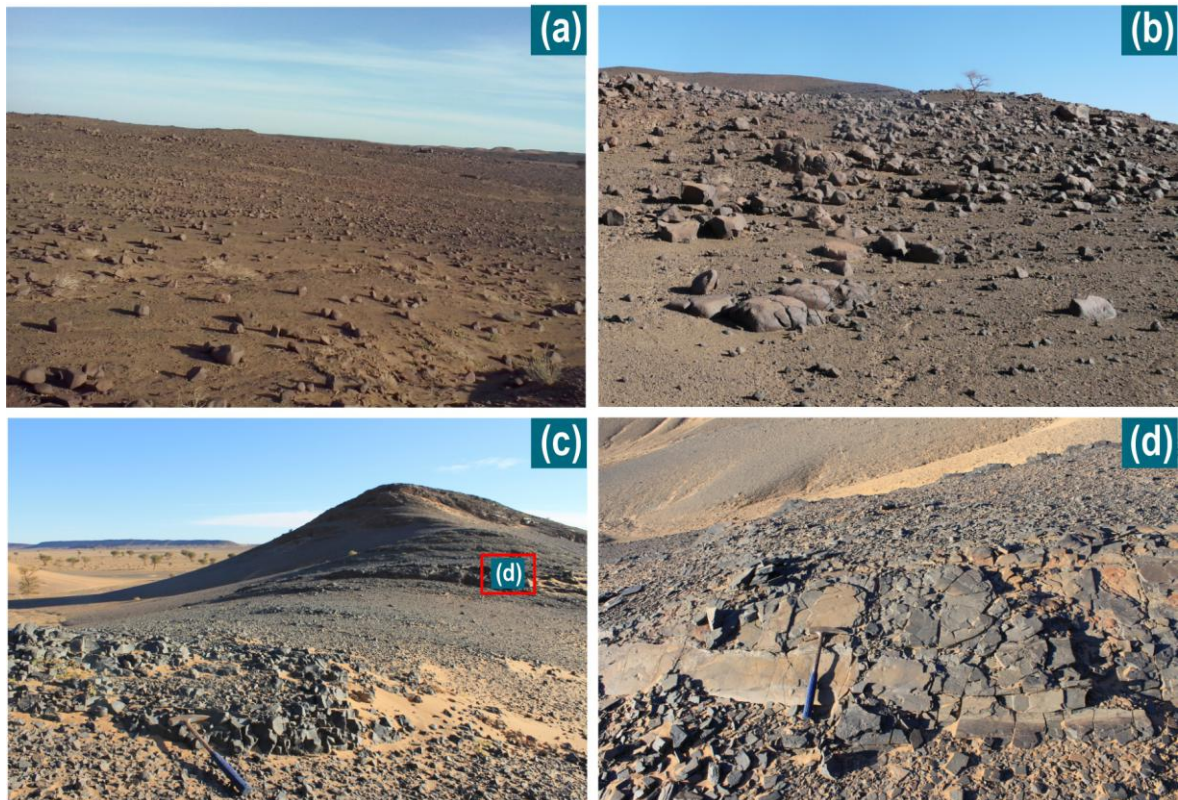


Figure 5.6. Caractéristiques des dolérites dans la région d'Oum El Ksi. (a) sills avec de petits blocs de dolérites de formes sphériques. (b) blocs sub-sphériques de taille moyenne. (c) une des cheminées localisée au cœur de l'anticlinal d'Oum el Ksi. (d) une forte bréchification caractérise les deux cheminées.

f. TINB 12, 13, 14 et 15, région de Khneg Ledjouad

Les dolérites dans cette région sont moins altérées et se présentent sous forme de gros blocs (TINB12) avec un début de fissuration. Les fissures sont généralement remplies par de la calcite. Les dolérites se présentent aussi sous forme de blocs de taille moyenne avec des diamètres autour de 30 cm (TINB13, TINB14 et TINB15). On note dans cette région l'abondance des blocs de dolérites (Figure 5.7). Les coordonnées des points d'échantillonnage sont les suivantes :

TINB12 : X :06°56'21''O ,Y :28°54'46''N.

TINB13 : X :06°56'09''O ,Y :28°56'20''N.

TINB14 : X :06°56'28,7''O ,Y :28°57'06''N.

TINB15 : X :07°03'16,4''O ,Y :29°01'51,1''N.

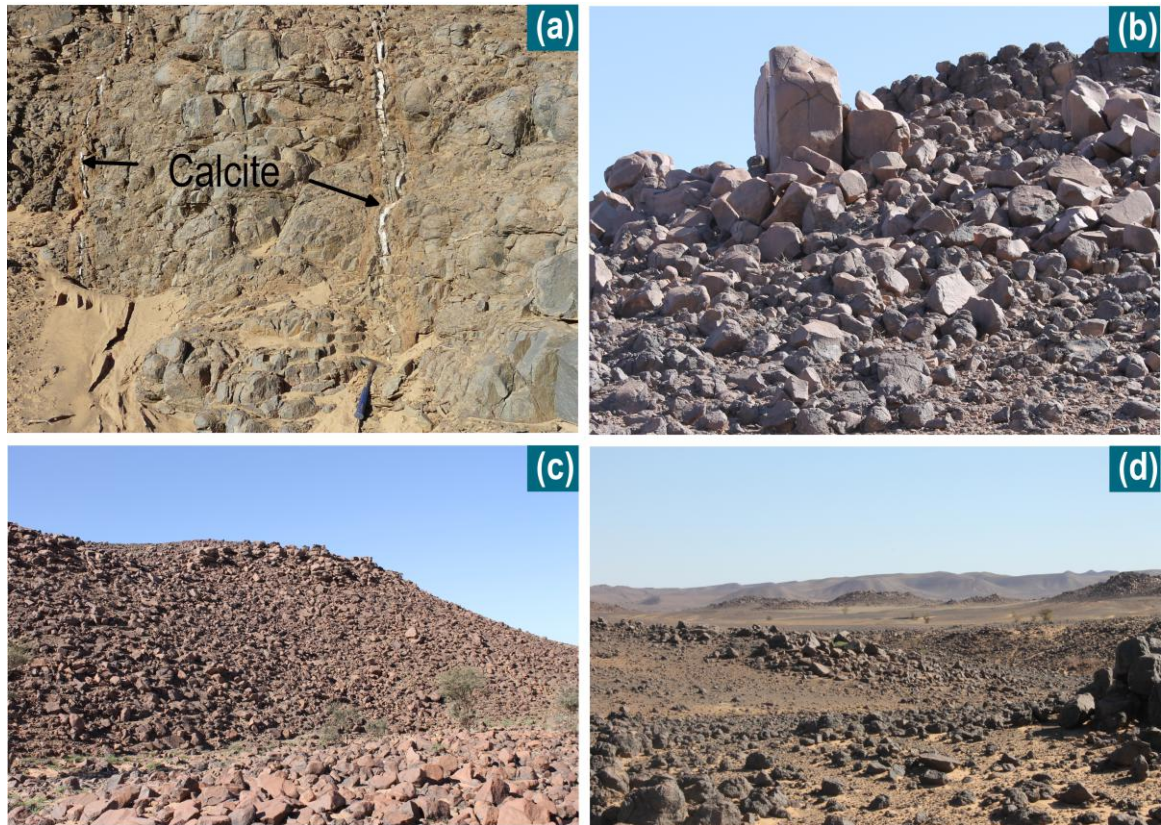


Figure 5.7. Les dolérites dans la région de Khneg Ledjouad. (a) Dolérites en gros blocs dans un sills au niveau du point TINB12. (b) et (c) disposition et densité des blocs formant les sills des points TINB13, TINB14 et TINB15. (d) vue d'ensemble des sills près du point TINB14.

g. Les dolérites des régions d'El Akla et de Hassi Sidi Mounir (TINB16 et TINB17)

Dans la région d'El Akla au point de coordonnées X :07°11'45''O et Y :29°04'40''N, on a échantillonné des dolérites appartenant à une cheminée. Cette cheminée présente les mêmes caractéristiques que les deux cheminées de Riâat El Kelba, sauf qu'à El Akla les dolérite affleurent en surface.

Deux échantillons (TINB16-1 et TINB16-2) ont été récupérés dans des dolérites qui présentent un aspect scoriacé. De grands massifs dunaires ont été observés dans la région d'El Akla, formant les dunes du Zemoul. La présence de tels massifs sableux dans une zone ouverte et exposée au vent est problématique. La cheminée échantillonnée se situe à la bordure est de cette zone de dunes, et n'a pas échappé au phénomène de plaquage des sables. Il est fort probable que les massifs dunaires (4 grands massifs) ne sont que des cheminées recouvertes totalement par le sable, formant des dunes de plaquages sableux, ce que la géophysique pourrait confirmer (Figure 5.8). Au niveau de Hassi Sidi Mounir, on a échantillonné un sill au point de coordonnées **X** : 07°14'24,5''O et **Y** : 29°08'05,7''N. Les dolérites de cette région ont les mêmes caractéristiques que les sills de Khneg Ledjouad (TINB14 et TINB15).



Figure 5.8. Dolérites des cheminées d'El Akla. (a) Dolérite présentant un aspect scoriacé. (b) Dolérites avec un aspect scoriacé recouvertes à moitié par le sable. (c) en Massifs dunaires du Zemoul. (d) Des cheminées doléritiques se cachent-elles sous le sable ?

5.1.2. L'altération

Les dolérites qu'on a échantillonné et observé sur le terrain présentent des niveaux d'altération variables. L'altération débute par la fissuration des gros blocs et l'introduction de la calcite puis la fragmentation en petits blocs sphériques qui à leur tour vont subir une altération en boules (structure en pelure d'oignon). L'altération des petits blocs donne deux types de dolérites selon leur granulométrie, des grains dont la taille ne dépasse pas 2 cm et des grains grossiers de 2 à 10 cm.

Le processus d'altération des dolérites a été reconstitué en observant l'état de ces dernières dans plusieurs régions (Figure 5.9).

Il est à noter que les dolérites dans le bassin de Tindouf montrent des couleurs marron et noir. Or dans la littérature, les dolérites sont souvent décrites comme présentant une couleur verdâtre. Cette couleur marron est due à la présence d'une couche de patine issue de l'altération des minéraux ferromagnésiens (Figure 5.10).



Figure 5.9. Différents stades d'altération des dolérites dans le flanc nord de bassin de Tindouf.

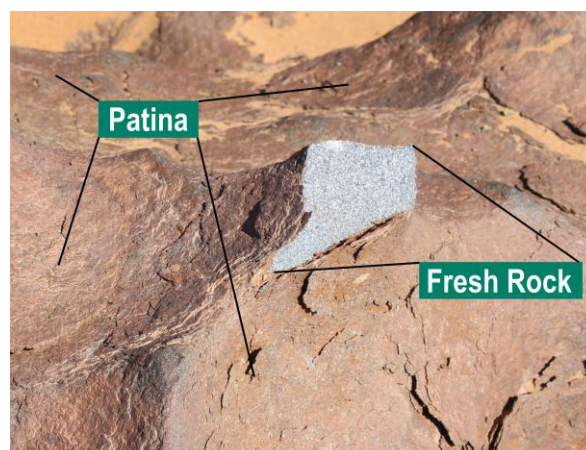


Figure 5.10. Effet de la patine sur la couleur des dolérites.

5.1.3. Apport de la mission de terrain sur la confection de la carte photolithologique

De nouvelles données pour l'interprétation des résultats de la télédétection ont été acquises lors de notre mission sur le terrain et des éléments de correction ont été apportés sur la carte photolithologique. Si on prend l'exemple de l'altération, on remarquera que les grandes zones présentant la même réponse spectrale sur les résultats du traitement des images, ne sont que la réponse du produit d'altération des dolérites (Figure 5.11).

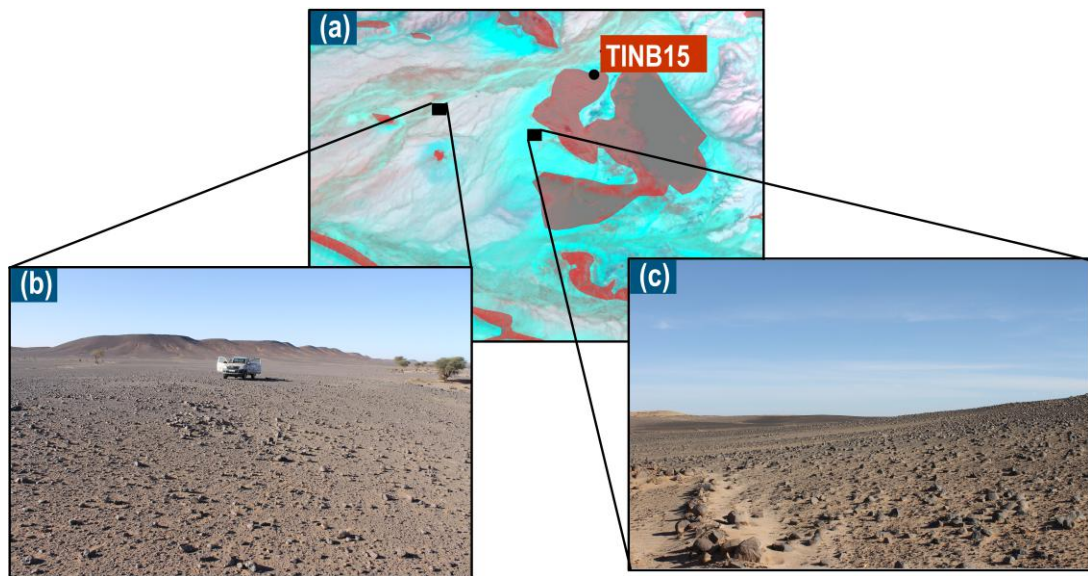


Figure 5.11. Influence des produits d'altération des dolérites sur la précision des traitements. (a) positions des figure (b) et (c) sur l'image de rapport de bandes. (b) Altération en grains de petites tailles (loin de la source). (c) altération en gros grains, proche de la source. Les altérations se traduisent par des variétés de bleu clair sur l'image. Il faut noter que ces petites dolérites charriées par les oueds ne peuvent être considérées comme des affleurements.

Par endroit, on a échantillonné sur notre passage des sills qu'on n'a pas ciblé au départ, ils n'ont aucune signature proche de celles des dolérites. Sur le terrain, on a remarqué que plusieurs sills sont visibles en affleurement mais sont souvent surmontées par une dalle calcaire ou bien gréseuse, c'est le cas des sill où l'on a récupéré l'échantillon TINB12 (Figure 5.12).

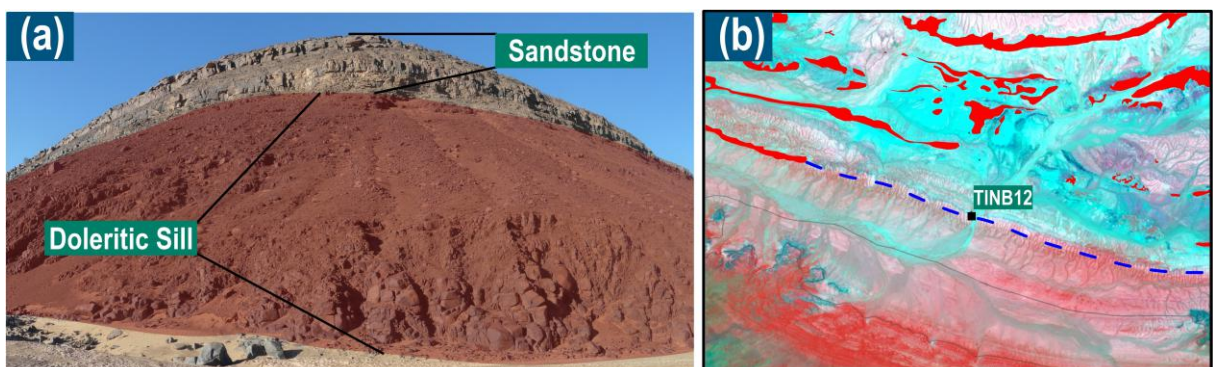


Figure 5.12. (a) Un sill surmonté par une dalle gréseuse. (b) Situation de l'endroit où l'image (a) a été prise, en tirets bleus : continuité du sill.

Les différences de couleur de la patine d'un sill à un autre a probablement une explication géochimique, la patine constitue le produit d'altération des minéraux qui forment la roche, les dolérites ont de fortes concentrations de minéraux ferromagnésiens. La couleur de la patine pour les dolérites du bassin de Tindouf aura donc une relation qui va dépendre de la teneur en fer de la roche, c'est ce que la minéralogie et la géochimie devront confirmer (Figure 5.13).



Figure 5.13. Différence de couleur des dolérites. (a) Couleur marron, cheminée d'El Akla. (b) couleur sombre, sills de Bou Zrazer.

Lors de notre mission sur le terrain, on a pu valider et corriger les résultats des premiers traitements de télédétection, et de nouvelles données ont été acquises pour élaborer des traitements avancés. Les échantillons récoltés vont faire l'objet d'études au laboratoire. Lors de cette mission, on a aussi mis en évidence en deux endroits (Smeïra et à Khneg Ledjouad), le niveau supérieur des calcaires bleus marquant le passage du Viséen Inférieur au Viséen Supérieur (Figure 5.14).

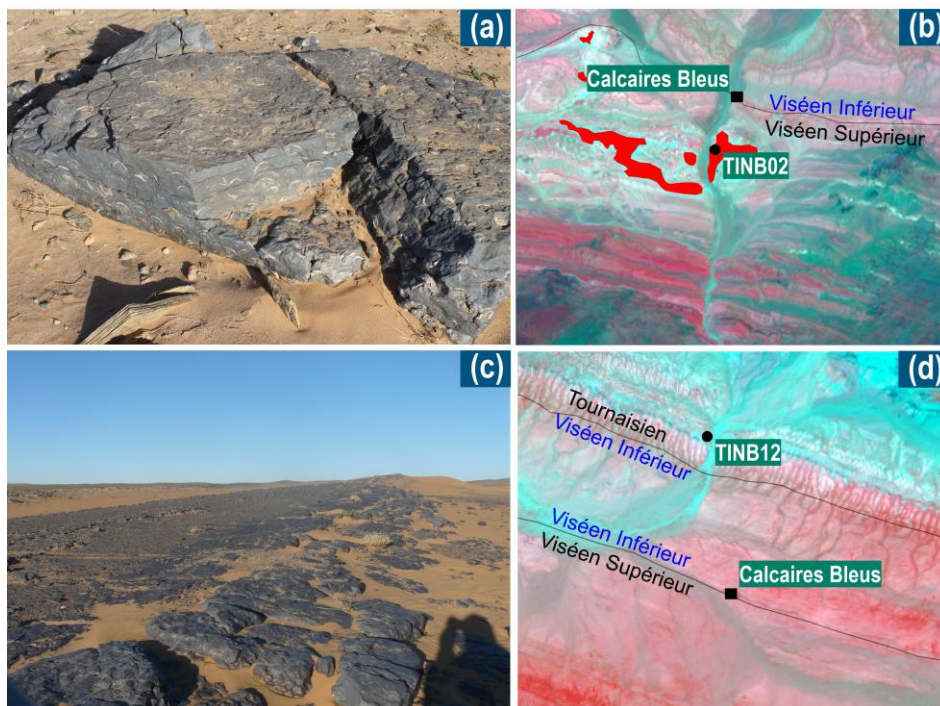


Figure 5.14. Les calcaires bleus, sont le niveau supérieur du Viséen Inférieur qui marque le passage au Viséen Supérieur. (a) Calcaires bleus à lumachelles dans la zone de Smeïra. (b) endroit où les calcaires bleus ont été observés. (c) dalle de calcaires bleus qui affleure sur plusieurs dizaines de mètres. (d) endroit où la dalle de calcaires bleus a été observée.

5.1.4. Les dolérites du flanc sud du bassin de Tindouf

En ce qui concerne les données sur le flanc sud du bassin, on aura recours aux travaux de terrain réalisés par une équipe du CRAAG en 2006 et aux résultats obtenus par géochimie. Les affleurements des dolérites au sud se présentent souvent sous forme de dykes, quelques sills affleurent à l'Est d'Aouinet Lagraa et au niveau de Gara Essayada. Les dykes ont des longueurs très importantes, les dolérites dans ces dykes, présentent une altération évoluée. La couleur sombre est le trait marquant de ces dolérites (Figure 5.15).



Figure 5.15. Dolérites dans les dykes du flanc sud du bassin de Tindouf. (a) dolérite présentant un stade avancé d'altération (Photo : N. Merabet, CRAAG). (b) affleurement d'un dyke géant avec une manifestation en surface de dolérites altérées (Photo : N. Merabet, CRAAG).

Les sills sont moins abondants, ils se présentent sous forme de gros blocs de dolérites et sous forme de grains de dolérites de taille moyenne (Figure 5.16).



Figure 5.16. Dolérites des sills dans le flanc sud du bassin de Tindouf. (a) dolérite en grands blocs. (b) un grand sill doléritique avec des dolérites de tailles moyenne, le produit d'altération occupe la région de son voisinage. (Photos : N. Merabet, CRAAG).

5.2. Travaux de laboratoire et pétrographie des dolérites

Les échantillons récupérés lors de la mission de terrain ont fait l'objet de plusieurs études au laboratoire. La première étape consiste en la préparation des sucres et des poudres. La deuxième étape englobe la préparation des lames minces et des sections polies, les analyses par diffraction et fluorescence des rayons X (DRX et FRX) et l'analyses des lames et des sections polies sous microscope électronique à balayage doté d'une sonde (MEB/EDS). La troisième étape comporte l'interprétation des différents résultats.

5.2.1. Préparation des échantillons

Les 21 échantillons de dolérites récoltés lors de la mission de terrain et l'échantillon Igma05 ont été coupés en sucres et cubes de 5*5cm. Ces travaux ont été effectués au laboratoire de génie Minier de l'Ecole Nationale Polytechnique (ENP). Pour chaque échantillon, on a préparé 10 sucres pour les poudres et lames minces. Lors de cette opération, on a remarqué la présence d'enclaves de sulfures de taille remarquable dans les échantillons des cheminées TINB16-1, TINB16-2 et IMG05., Deux sections polies ont été préparées pour ces deux échantillons ([Figure 5.17](#)).

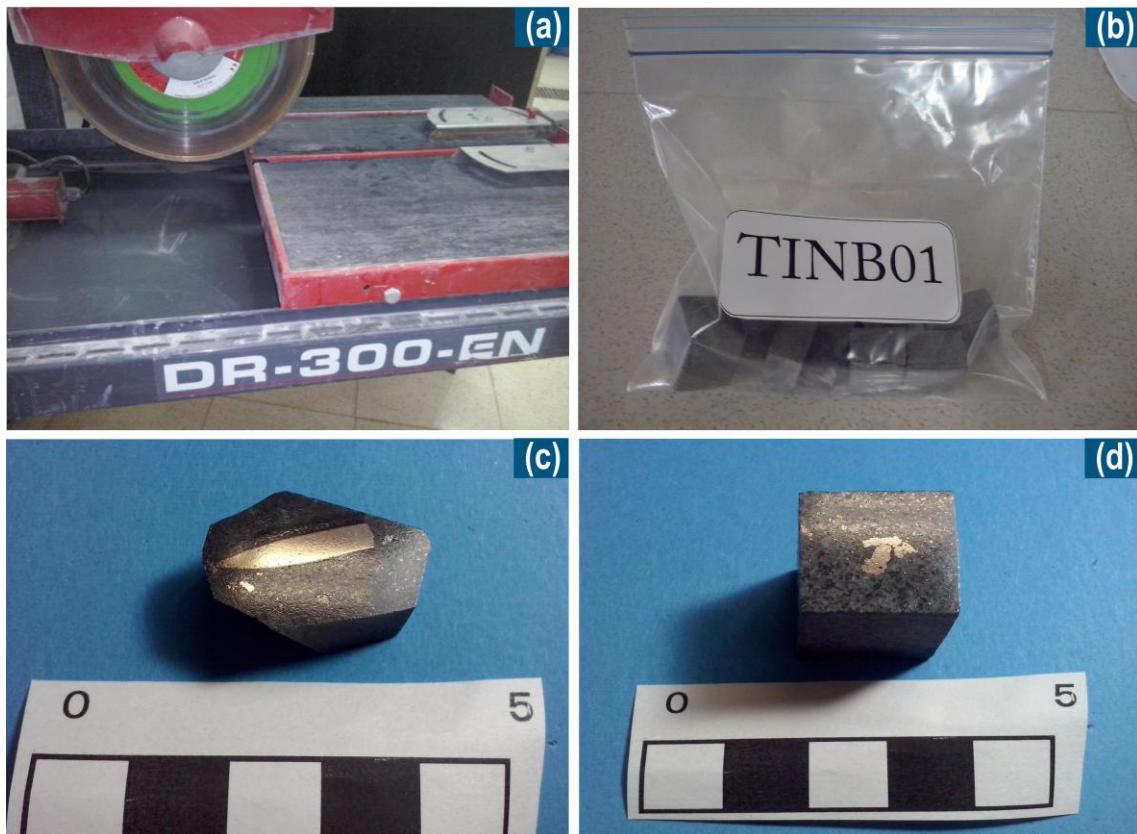


Figure 5.17. Préparation des échantillons. (a) Photo de la scie qu'on a utilisé. (b) Sac des cubes de l'échantillon TINB01, (c) et (d) Cubes des échantillons TINB16 et IGM05, préparés pour les sections polies (on remarque les sulfures sur les échantillons).

a. Préparation des poudres

Les poudres ont été préparées au niveau du laboratoire de géologie économique du département d'ingénierie à l'université de Kyushu, Japon. Deux types de poudres ont été préparés, le premier destiné pour les analyses par diffraction des rayons-X en utilisant un mortier en agate. Le deuxième type destiné pour l'analyse par fluorescence des rayons-X en utilisant un broyeur planétaire. Pour l'analyse DRX, les poudres vont être utilisées pour préparer des supports d'analyse qui sont des pièces d'aluminium creuses. Pour l'analyse FRX, les poudres vont être utilisées pour préparer des pastilles (Pellets). Les étapes précédentes ont été résumées et illustrées dans la figure suivante (Figure 5.18).

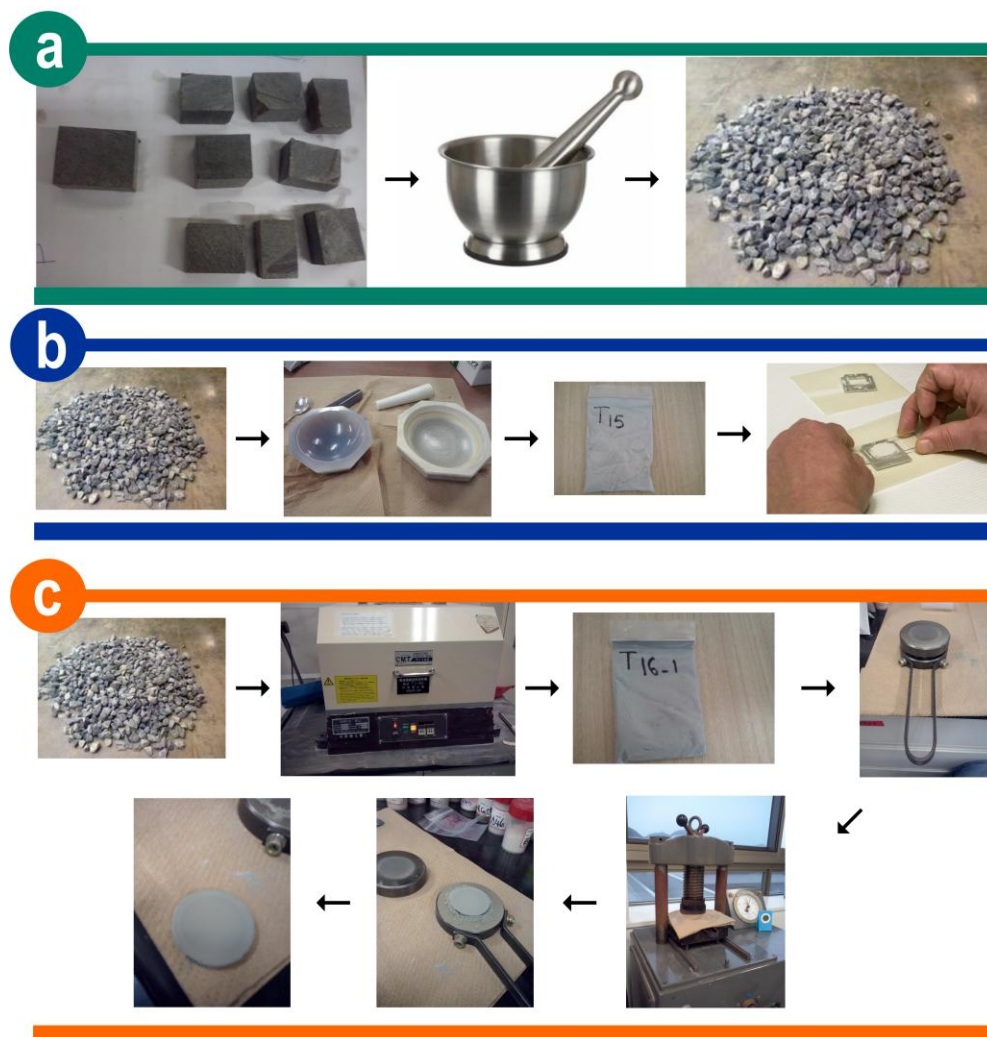


Figure 5.18. Les étapes de préparation des poudres. (a) broyage des cubes en petits grains. (b) étapes de préparation des supports d'analyse DRX. (c) étapes de préparation des pastilles pour l'analyse FRX.

b. Calcul de la perte au feu où LOI (Loss On Ignition) pour les analyses FRX

Connue aussi sous le nom de calcination, c'est la procédure où l'on chauffe les poudres au point qu'elles libèrent toutes leur eau liée aux particules.

Pour mesurer cette eau libérée, on procède d'abord par peser dans des creusets numérotés un gramme de poudre pour chaque échantillon, ensuite, on les met dans un four pour une heure et demi sous une température de 105°C. Après 1 heure 30 minutes on fait sortir les creusets du four et on les met dans un dessiccateur pour les refroidir. Une fois les creusets refroidis, on les pèse (échantillon + creuset). On met les creusets à nouveau dans un four électrique pendant 1 heure avec une température de 500 °C, après une heure on augmente la température à 900 °C et on les laisse pendant 2 heures. Après 2 heures, on éteint le four et on le laisse jusqu'à ce que la température baisse à 100°C. On ouvre la porte du four pour 20 minutes, puis on met les creusets dans le dessiccateur pendant 2 à 3 heures. On pèse à nouveau les creusets et on introduit tous les enregistrements dans un fichier Excel pour calculer la perte (Tableau 5.1). Les étapes de la calcination sont illustrées dans la Figure 5.19.

samp No.	cru No.	AO samp.WT	loss of water in AO	AB samp.WT	loss of water in AB	H2O-(%)	H2O+(%)
T01	82	1.0005	0.0025	0.9983	0.0047	0.25	0.22
T02	64	1.0297	-0.0267	1.0128	-0.0098	-2.66	1.68
T03	362	1.0070	-0.0040	1.0025	0.0005	-0.40	0.45
T04	244	1.0042	-0.0012	1.0040	-0.0010	-0.12	0.02
T05	160	1.0037	-0.0007	1.0041	-0.0011	-0.07	(0.04)
T06	198	1.0019	0.0011	1.0025	0.0005	0.11	(0.06)
T07	352	1.0052	-0.0022	1.0060	-0.0030	-0.22	(0.08)
T08	377	1.0062	-0.0032	0.9995	0.0035	-0.32	0.67
T09	108	1.0082	-0.0052	1.0059	-0.0029	-0.52	0.23
T10	324	1.0023	0.0007	0.9979	0.0051	0.07	0.44
T11	512	1.0065	-0.0035	1.0073	-0.0043	-0.35	(0.08)
T12	528	1.0041	-0.0011	1.0028	0.0002	-0.11	0.13
T13	514	1.0085	-0.0055	0.9985	0.0045	-0.55	1.00
T14	648	1.0028	0.0002	0.9961	0.0069	0.02	0.67
T15	265	1.0048	-0.0018	1.0010	0.0020	-0.18	0.38
T16-1	264	0.9979	0.0051	0.9736	0.0294	0.51	2.42
T16-2	42	1.0078	-0.0048	0.9845	0.0185	-0.48	2.32
T17	261	1.0013	0.0017	0.9905	0.0125	0.17	1.08

Tableau 5.1. Calcul de la perte en eau.

c. Préparation des lames minces et des sections polies

Pour préparer des lames minces et des sections polies, on a choisi des sucres de roche fraîche, et des sucres qui ont des enclaves de sulfures pour les cheminées. 25 lames minces et 2 sections polies ont été préparées, les étapes sont résumées sur la figure suivante (Figure 5.20).



Figure 5.19. Les étapes de la calcination.

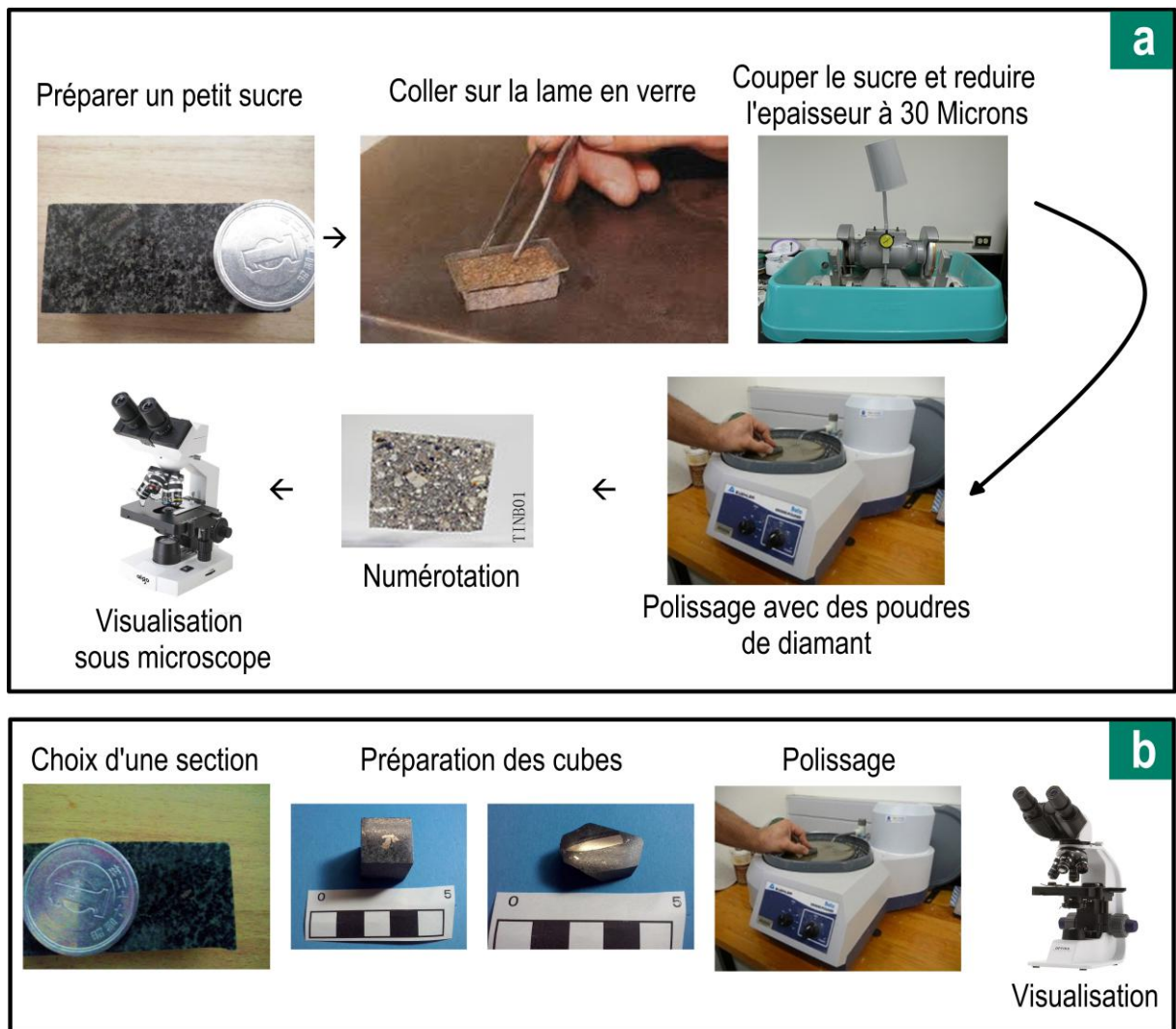


Figure 5.20. Préparation des lames minces (a) et des sections polies (b).

5.2.2. Pétrographie des dolérites du bassin de Tindouf

Les dolérites étudiées présentent trois types de textures : la première texture est intergranulaire à grains grossiers, elle caractérise tous les sills de l'enveloppe externe (Figure 5.21). La deuxième texture caractérise les sills de l'enveloppe interne, elle est ophitique. La troisième texture est de type granophyrique, et caractérise les deux cheminées (El Akla et Igma).

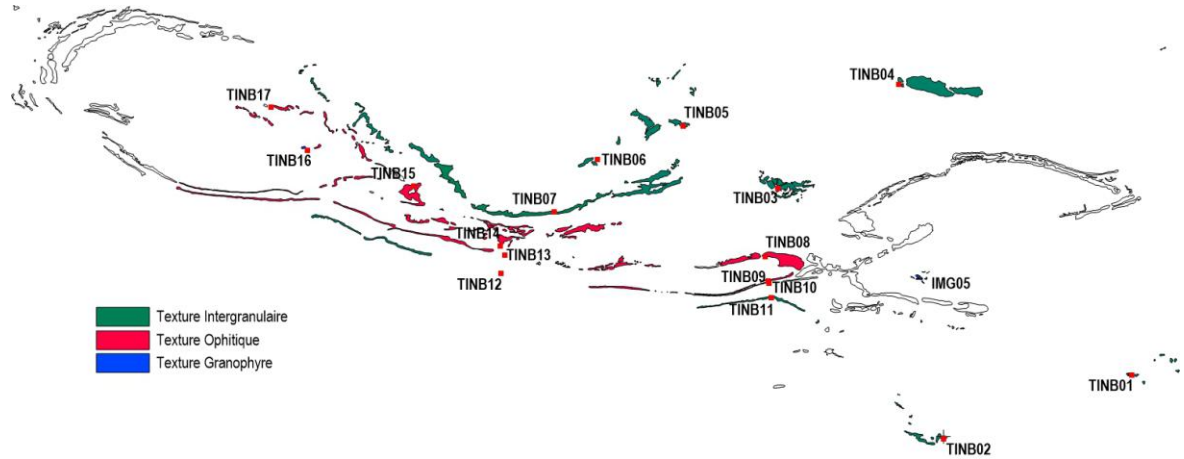


Figure 5.21. Distribution des dolérites suivant leur texture.

a. Texture intergranulaire

Elle caractérise les sills de l'enveloppe externe, elle est souvent à grains grossiers (Figure 5.22a). Les minéraux qui forment les dolérites de ces sills sont essentiellement les plagioclases, les clinopyroxènes, et les oxydes ferro-titanés (Figure 5.22a et b). Ces dolérites sont peu altérées, néanmoins, des plages de chlorite sont parfois présentes (Figure 5.22c et d).

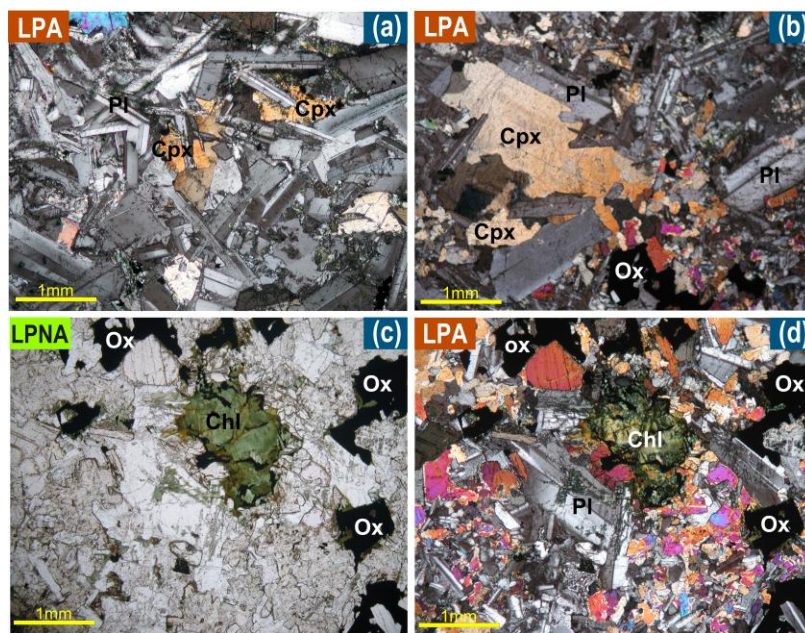


Figure 5.22. Photos au microscope polarisant en lumière polarisée et analysée (LPA) montrant la texture intergranulaire des sills de l'enveloppe externe (a) et (b). Une chlorite, observée en lumière polarisée non analysée (c) et en lumière polarisée analysée (d). *Pl* : Plagioclases, *Cpx* : Clinopyroxènes, *Ox* : oxydes ferro-titanés, *Chl* : Chlorite.

Cette texture est observée sur les lames des échantillons T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12 (Pour simplifier l'écriture on écrit T01 à la place de TINB01).

b. Texture ophitique

Cette texture caractérise les sills internes de la région de Zemoul, d'Oum el Ksi, d'Igma et de Hassi Mouizine (sills intrusifs dans le Famennien). Les dolérites qui présentent cette texture sont formées de microlithes de plagioclases englobées dans de larges plages de clinopyroxènes (Figure 5.23). Les échantillons qui présentent ce type de texture sont T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17.



Figure 5.23. Photo au microscope polarisant en lumière polarisée et analysée (LPA) montrant les microlithes de plagioclases englobés dans des gros cristaux de clinopyroxènes.

c. Texture granophyre

Cette texture caractérise les dolérites des cheminées de Zemoul et d'Igma. Les lames analysées présentent un faciès granophyrique riche en quartz, feldspaths et plagioclases. Pour l'échantillon de la cheminée de Zemoul, la roche est riche en calcite secondaire auréolée par un blindage et biotite. Des minéraux opaques sont dispersés dans la pâte grenue, et correspondent aux sulfures (Figure 5.24).

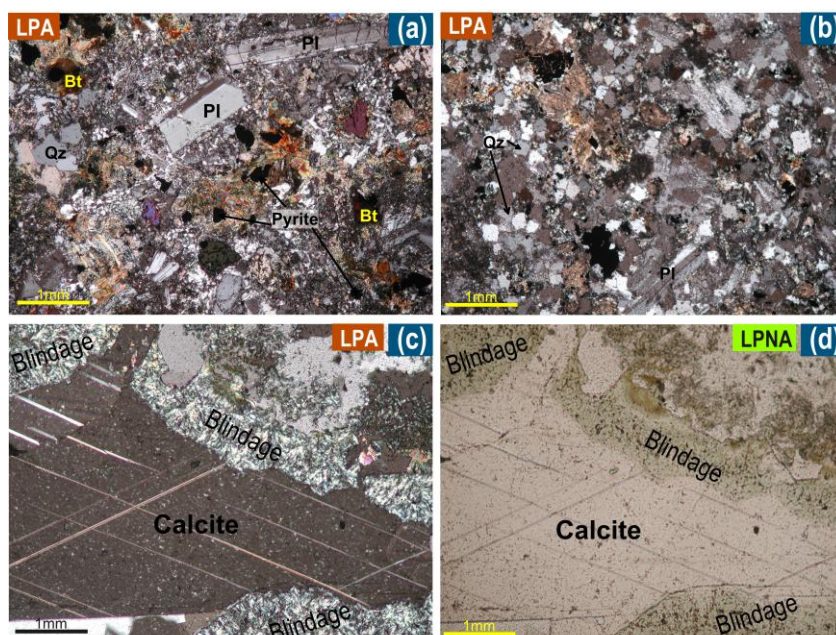


Figure 5.24. Photos au microscope polarisant en lumière polarisée et analysée (LPA) montrant une texture granophyrique. (a) cheminées de Zemoul. (b) Cheminée d'Igma. (c) et (d) phénocristaux de calcite zonés et blindés par une matrice, en lumière polarisée et analysée (c), en lumière polarisée non analysée (d). Pl: Plagioclases, Qz: Quartz, Bt: Biotite.

5.2.3. Minéralisations associées aux dolérites des cheminées

Les dolérites des deux cheminées échantillonnées (Zemoul et Igma) présentent un aspect nettement différencié que celui des sills et dykes. Elles ont la particularité de contenir de nombreux grains de sulfures, dont la taille atteint parfois 2 cm.

a. Observation au microscope métallographique en lumière réfléchie

L'analyse en microscope sous lumière réfléchie a montré que ces sulfures sont essentiellement composés de pyrite et de chalcopryite. Cette analyse a révélé aussi l'existence de galène sous forme de petits grains de couleur gris plomb avec un éclat métallique. Le contact entre la chalcopryite et la galène est caractérisé par l'existence d'une bande mince qui pourrait être de la sphalérite (Figure 5.25).

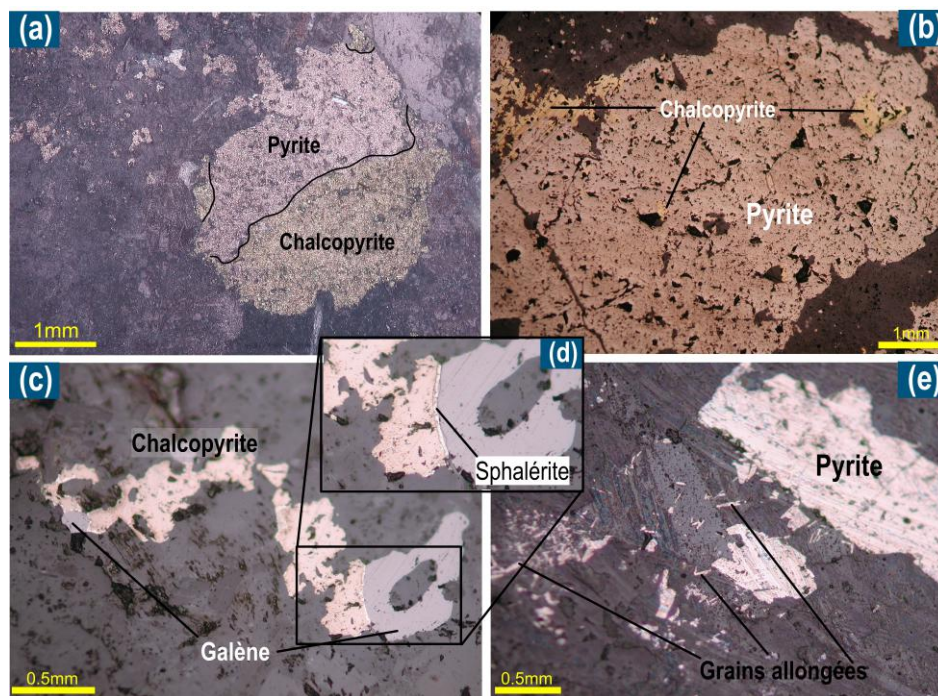


Figure 5.25. Photos au microscope en lumière réfléchie montrant des variétés de types de sulfures. (a) assemblage Pyrite-Chalcopryite dans l'échantillon de Zemoul. (b) une pyrite de grande taille renferme des grains de chalcopryite. (c) Contact entre des grains de chalcopryite et de galène. (d) zoom sur une zone de contact entre la chalcopryite et la galène montrant une sphalérite tout le long de la zone de contact. (e) pyrite en grain allongé très fin (cheminée de Igma).

b. Observations au microscope électronique à balayage doté d'une sonde (MEB/EDS).

Cette étude a été réalisée au niveau du laboratoire de géologie économique à l'université de Kyushu, Japon. Les analyses ont été effectuées sur des sections polies et sur des lames minces avec un appareil de type Shimadzu SS-550S.

Les résultats des analyses ont montré que ces cheminées sont riches en cuivre, plomb, zinc, molybdène, vanadium, manganèse, titane, nickel, chrome, arsenic...etc. Les éléments du groupe du platine (PGE) sont en traces, des indices de présence de platine ont été trouvés, ainsi que d'argent et de quelques éléments de terres rares.

Les résultats des analyses par la sonde EDS (Electron Dispersive X-rays Spectroscopy) sont présentés ci-dessous. Les images du MEB ont été traitées avec le logiciel de traitement d'images ENVI 5, les traitements ont donnés de bons résultats notamment lors de l'extrapolation des résultats, car les points ciblés ne sont pas nombreux.

► La Pyrite FeS_2

C'est le sulfure le plus abondant de la croûte terrestre, utilisé comme minerai de fer et pour la fabrication de l'acide sulfurique. C'est un minéral ubiquiste (présent dans tous les types de gisements). Au niveau des lames minces et des sections polies analysées, elle est très abondante (Figure 5.26).

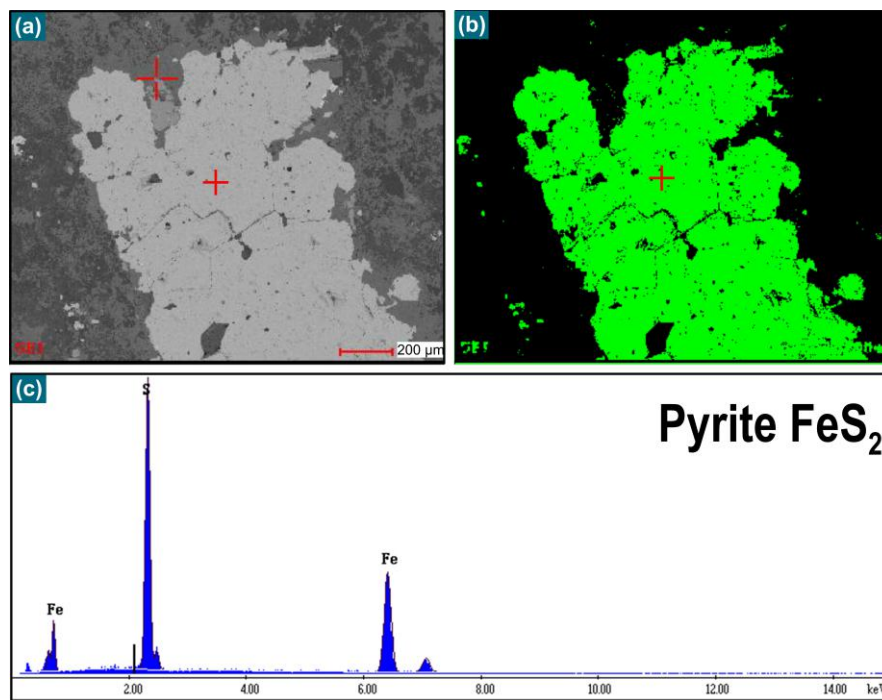


Figure 5.26. Pyrite sous MEB (a), image MEB traitée et filtrée montrant uniquement la pyrite en vert (b) et Pics de S et de Fe obtenus par l'analyse EDS (c).

► La Chalcopryrite CuFeS_2

C'est un minerai très important de cuivre, c'est le deuxième sulfure le plus abondant après la pyrite (Figure 5.27).

► La Sphalérite $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$

La sphalérite se rencontre dans les gîtes métasomatiques de contact (avec pyrrhotite, magnétite, chalcopryrite) et, principalement, dans les gîtes hydrothermaux filoniens, associé à la galène, la pyrite et la chalcopryrite. Elle se met souvent sous forme d'une mince bande aux bordures de la pyrite, chalcopryrite et de la galène (Figure 5.28).

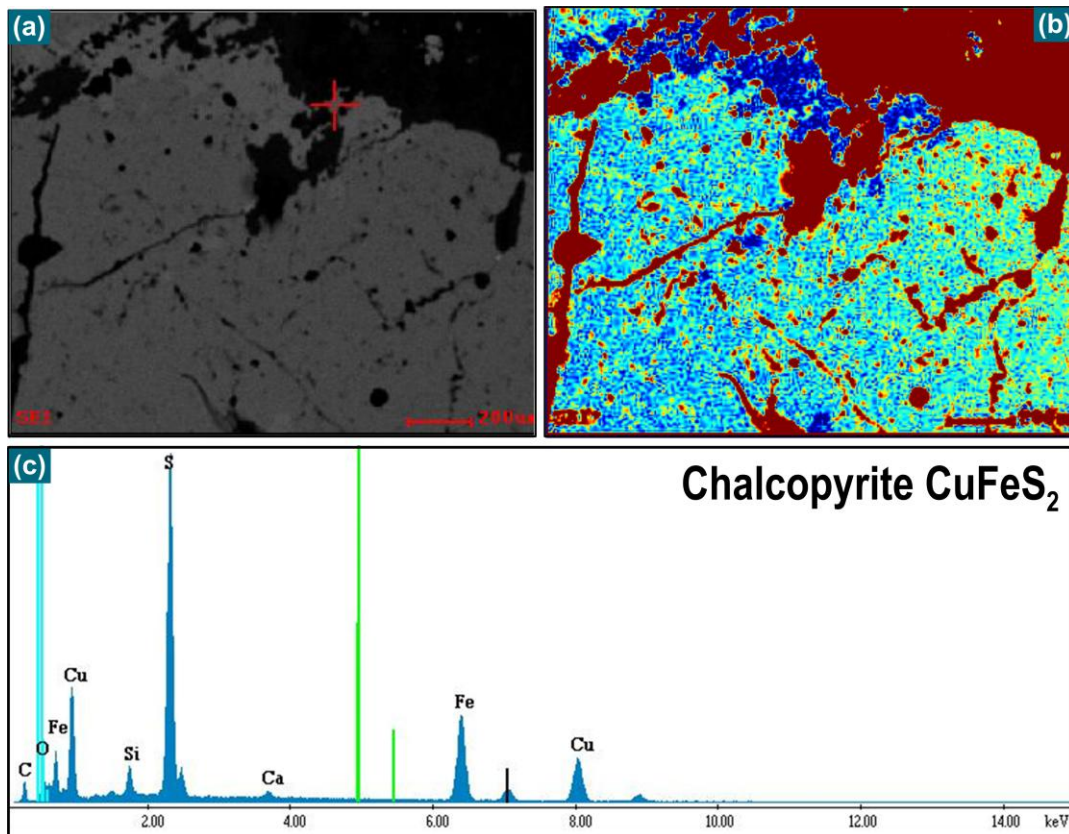


Figure 5.27. Chalcopyrite sous MEB (a), photo MEB traitée montrant la sphalérite en bleu (b) et pics de Cu et de S obtenus par l'analyse EDS (d).

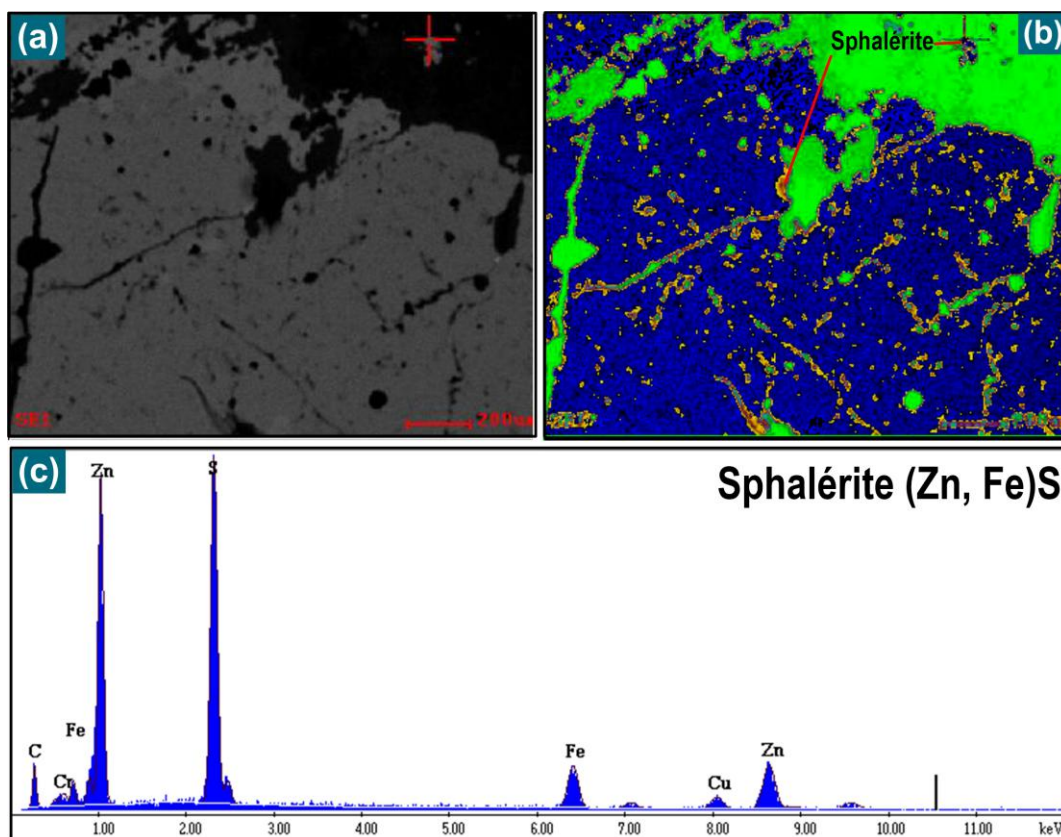


Figure 5.28. Photo MEB (a), photo MEB traitée montrant la sphalérite avec une couleur jaune d'or (b) et pics de Zn, S, Fe et Cu obtenus par l'analyse avec EDS (d).

► La Galène PbS

C'est le principal minéral de Plomb, elle est souvent associée aux sulfures comme la pyrite, la chalcoppyrite et la sphalérite. Les gisements de galène contiennent souvent des quantités notables d'argent comme impuretés, et, de ce fait, ont longtemps constitué une source importante de ce métal. Elle est très abondante dans les cheminées de Tindouf (Figure 5.29).

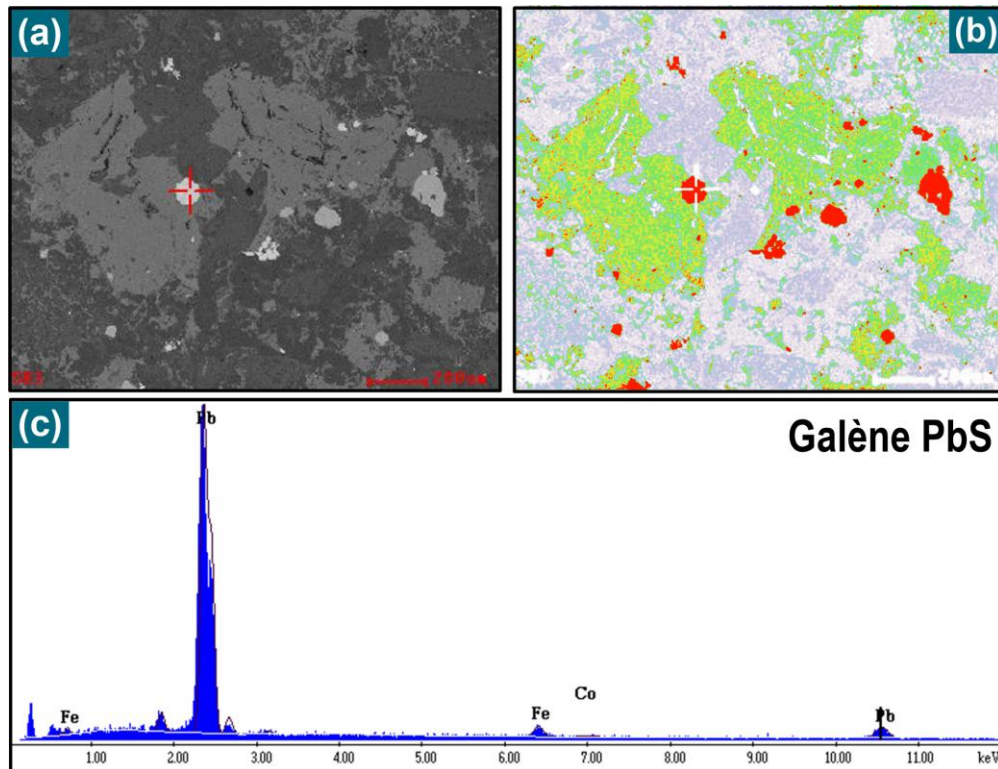


Figure 5.29. Photo MEB (a), photo MEB traitée montrant les grains de galène en rouge (b) et les pics de Pb et Fe obtenus par l'analyse EDS (d).

► L'Arsénopyrite FeAsS et Cobaltite CoAsS

L'arsénopyrite est un minéral très abondant dans les cheminées de Tindouf, notamment au niveau de la cheminée d'Igma où il est souvent lié à la Cobaltite CoAsS. Il existe une forte probabilité de trouver de la Sperryllite PtAs₂ (qui est le principal minéral de platine) avec ces deux minerais. . Il est possible aussi de trouver de la Proustite Ag₃AsS₃ et de la Pyrargyrite Ag₃SbS₃, car des pics de Sb et de Ag ont été enregistrés (Figure 5.30).

► La Molybdénite MoS₂ et l'Ilménite FeTiO₃

Ces minéraux sont bien présents dans les cheminées de Tindouf, la molybdénite constitue le minéral principal de Molybdène. L'Ilménite est souvent riche en Vanadium, Manganèse et Magnésium. De nombreuses traces d'éléments rares ont été observées dans les grains de l'ilménite (sous EDS). On peut citer l'Europium, le Néodyme, le Bismuth et le Samarium. Des éléments du groupe du platine sont aussi présents en traces comme l'Argent et le Platine (Figure 5.31).

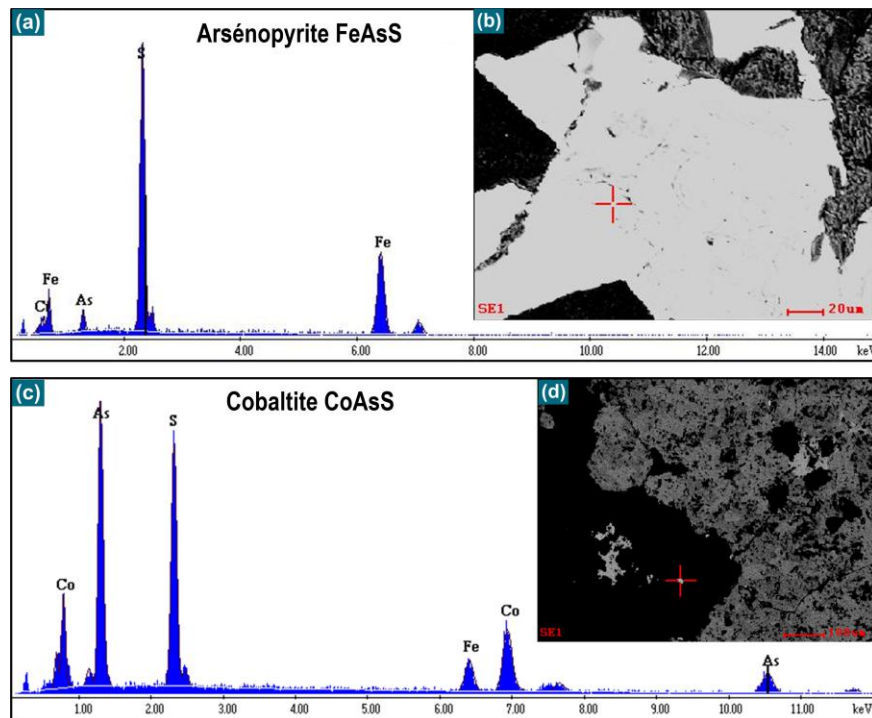


Figure 5.30. Analyse EDS ; sur l'Arsénopyrite (a) et sur la Cobaltite (d). Photo MEB de l'Arsénopyrite (b) et de la cobaltite (c).

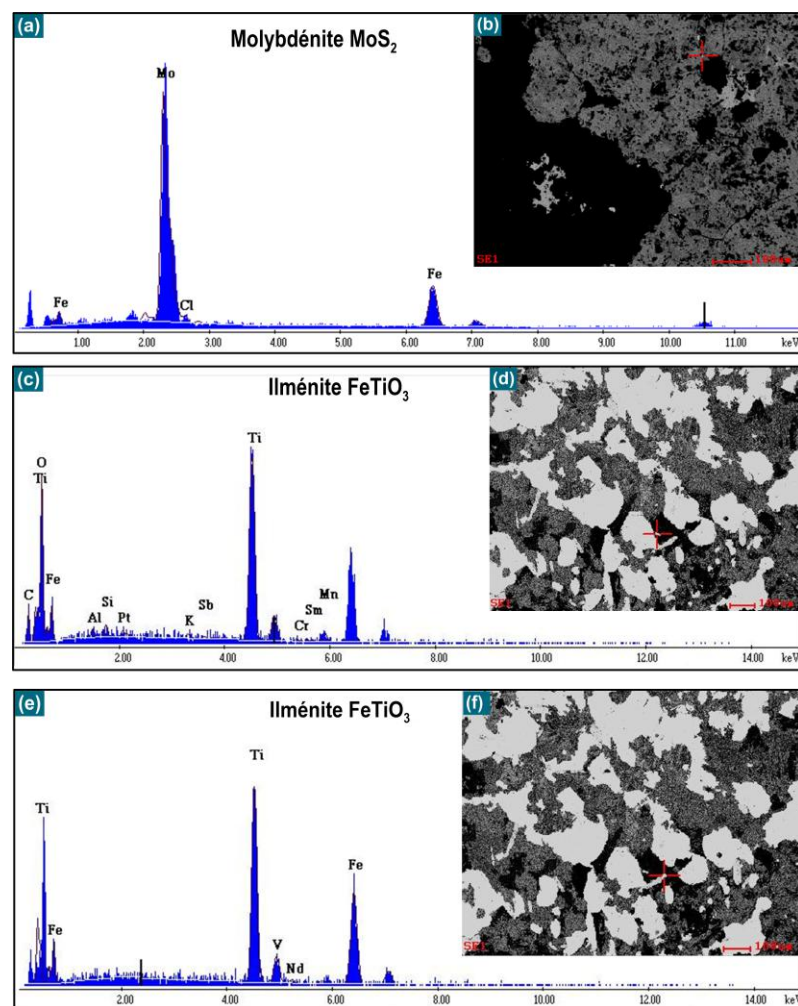


Figure 5.31. Molybdénite vue au Microscope Electronique à Balayage (b), Pic de Mo obtenu avec la sonde EDS (a). Des pics de Titane et des traces de Platine (*Pt*), Bismuth (*Bs*), Chrome (*Cr*) et Samarium (*Sm*) obtenues avec la sonde EDS (c). Photo au MEB de l'Ilménite (d) et (f). Pic de Vanadium et traces de Néodyme (e).

5.3. Géochimie des dolérites et analyses par fluorescence des rayons-X

Les analyses de roches totales ont été effectuées principalement par spectrométrie de fluorescence X au laboratoire de géologie économique de l'Université de Kyushu au Japon. L'objectif de ces analyses est de confirmer l'appartenance de ces dolérites au domaine tholéitique et de différencier les différentes unités de ces dolérites. Les résultats de ces analyses vont également être exploités pour des traitements avancés de télédétection.

Une étude géochimique des dolérites du sud-ouest algérien a été réalisée par Chabou (2008), sur le flanc nord du bassin de Tindouf, où l'auteur a mis en évidence l'existence de deux unités géochimiques appelées unité supérieure et unité récurrente. Les échantillons prélevés lors de notre mission de terrain concernent des secteurs qui n'ont pas été étudiés par Chabou (2008). En combinant les résultats de notre étude et celle de Chabou (2008), une cartographie précise de ces deux unités sera réalisée.

Les résultats des analyses chimiques en élément majeurs et mineurs sont donnés dans le tableau suivant :

	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10	T11	T12	T13	T14	T15	T16-1	T16-2	T17
SiO ₂	49.847	48.831	50.001	49.718	50.192	50.321	50.09	50.278	50.606	50.672	49.758	50.272	51.055	50.732	50.458	51.291	52.04	50.578
Al ₂ O ₃	14.265	13.417	14.66	13.724	15.341	14.767	15.011	16.209	16.285	15.744	15.141	14.658	15.376	15.677	15.105	12.053	14.869	15.744
FeO	15.06	15.874	14.844	10.507	13.791	14.962	14.809	10.118	10.026	10.461	13.933	14.745	10.711	10.564	10.607	18.252	16.004	10.263
MgO	5.29	5.411	4.911	10.322	5.015	4.585	4.645	7.026	6.897	7.095	5.679	4.915	6.422	6.712	7.75	3.25	2.51	6.513
CaO	10.657	9.792	10.123	12.225	10.845	10.443	10.231	11.784	11.759	11.699	11.012	10.442	11.226	11.714	11.962	5.975	5.855	12.038
Na ₂ O	2.054	2.143	2.22	1.721	2.323	2.169	2.314	2.102	2.093	1.967	2.129	2.162	2.027	2.005	1.917	1.651	1.98	1.963
K ₂ O	0.536	0.616	0.684	0.404	0.575	0.591	0.707	0.383	0.522	0.465	0.514	0.579	0.588	0.45	0.436	1.492	1.453	0.327
TiO ₂	1.405	1.534	1.417	0.83	1.252	1.398	1.418	0.934	1.064	0.98	1.15	1.425	1.058	0.992	0.908	1.799	1.576	1.016
P ₂ O ₅	0.17	0.204	0.181	0.121	0.169	0.197	0.207	0.157	0.165	0.125	0.136	0.184	0.155	0.128	0.113	0.474	0.33	0.131
MnO	0.262	0.247	0.246	0.185	0.23	0.261	0.242	0.171	0.0455	0.18	0.24	0.247	0.182	0.179	0.185	0.302	0.281	0.176
H ₂ O ⁺	0.22	1.68	0.45	0.02	0.04	0.06	0.08	0.67	0.23	0.44	0.08	0.13	1	0.67	0.38	2.42	2.32	1.08
TOTAL	99.77	99.75	99.74	99.78	99.77	99.75	99.75	99.83	99.69	99.83	99.77	99.76	99.80	99.82	99.82	98.96	99.22	99.83
SiO ₂ *	50.07	49.79	50.36	49.84	50.33	50.48	50.25	50.70	50.88	50.98	49.91	50.46	51.68	51.17	50.74	53.13	53.71	51.22
Al ₂ O ₃ *	14.33	13.68	14.77	13.76	15.38	14.81	15.06	16.35	16.37	15.84	15.19	14.71	15.56	15.81	15.19	12.49	15.35	15.94
FeO*	15.13	16.19	14.95	10.53	13.83	15.01	14.86	10.20	10.08	10.53	13.98	14.80	10.84	10.65	10.67	18.91	16.52	10.39
MgO*	5.31	5.52	4.95	10.35	5.03	4.60	4.66	7.09	6.93	7.14	5.70	4.93	6.50	6.77	7.79	3.37	2.59	6.60
CaO*	10.71	9.98	10.20	12.25	10.87	10.48	10.26	11.88	11.82	11.77	11.05	10.48	11.36	11.81	12.03	6.19	6.04	12.19
Na ₂ O*	2.06	2.19	2.24	1.73	2.33	2.18	2.32	2.12	2.10	1.98	2.14	2.17	2.05	2.02	1.93	1.71	2.04	1.99
K ₂ O*	0.54	0.63	0.69	0.40	0.58	0.59	0.71	0.39	0.52	0.47	0.52	0.58	0.60	0.45	0.44	1.55	1.50	0.33
TiO ₂ *	1.41	1.56	1.43	0.83	1.26	1.40	1.42	0.94	1.07	0.99	1.15	1.43	1.07	1.00	0.91	1.86	1.63	1.03
P ₂ O ₅ *	0.17	0.21	0.18	0.12	0.17	0.20	0.21	0.16	0.17	0.13	0.14	0.18	0.16	0.13	0.11	0.49	0.34	0.13
MnO*	0.26	0.25	0.25	0.19	0.23	0.26	0.24	0.17	0.05	0.18	0.24	0.25	0.18	0.18	0.19	0.31	0.29	0.18
Y	38	43	39	18	35	41	40	21	23	21	31	39	23	19	20	87	77	23
Sr	158	186	114	141	100	121	113	170	180	181	117	141	201	174	179	116	157	172
Rb	13	20	20	11	17	21	19	10	14	12	15	15	14	12	11	52	56	8
Zr	94	110	104	62	90	114	106	72	86	72	75	100	86	73	67	262	242	74
Nb	4	6	6	5	4	6	6	5	5	4	5	5	7	5	5	14	15	5
Ni	64	57	71	212	62	56	63	107	105	99	76	53	76	99	130	8	21	93
Co	41	37	37	60	50	42	50	50	62	54	53	53	32	33	45	29	42	65
Cr	108	103	134	709	120	111	130	231	220	205	144	98	113	204	338	20	30	210
V	431	468	434	273	422	424	440	259	308	294	403	446	307	293	285	247	242	298
Ba	163	234	145	142	159	178	186	128	192	118	106	176	188	191	116	287	623	119
[Mg]	0.39	0.38	0.37	0.64	0.39	0.35	0.36	0.55	0.55	0.55	0.42	0.37	0.52	0.53	0.57	0.24	0.22	0.53

Tableau 5.2. Résultats d'analyses chimiques en éléments majeurs et mineurs sur 18 échantillons de dolérites du flanc nord du bassin de Tindouf.

L'observation du tableau précédent conduit aux constatations suivantes :

La teneur en SiO₂ varie entre 49.7 et 51.6% pour les sills, cette concentration est typique des tholéiites continentales. La teneur en SiO₂ des échantillons T16-1 et T16-2 des cheminées de Zemoul, est un peu élevée, de l'ordre de 53.5%, ce qui souligne le caractère évolué de ces roches. Ces dolérites sont du type pauvre en Titane (TiO₂ < 2%), avec des valeurs en TiO₂ assez élevées pour les dolérites des cheminées par rapport à celles des sills.

Les dolérites du flanc nord du bassin de Tindouf, présentent des teneurs élevées en FeO_t par rapport aux autres dolérites de la CAMP du sud-ouest algérien, notamment au niveau des cheminées où l'on enregistre une teneur de 18.9%. On remarque aussi que deux groupes de sills peuvent être différenciés, et qui correspondent aux deux unités définies précédemment par Chabou (2008). Le premier groupe (unité récurrente) est riche en fer (teneurs entre 13.8 – 16 %), c'est celui de l'enveloppe externe des sills. Le deuxième groupe (unité supérieure) correspond aux sills de l'enveloppe interne qui montre des teneurs faibles, de l'ordre de 10%.

5.3.1. Effets de l'altération

Pour évaluer les effets de l'altération sur les dolérites étudiées, on a tracé les diagrammes de quelques éléments mobiles ou immobiles en fonction de Ti, qui est considéré comme élément incompatible et immobile (Figure 5.32).

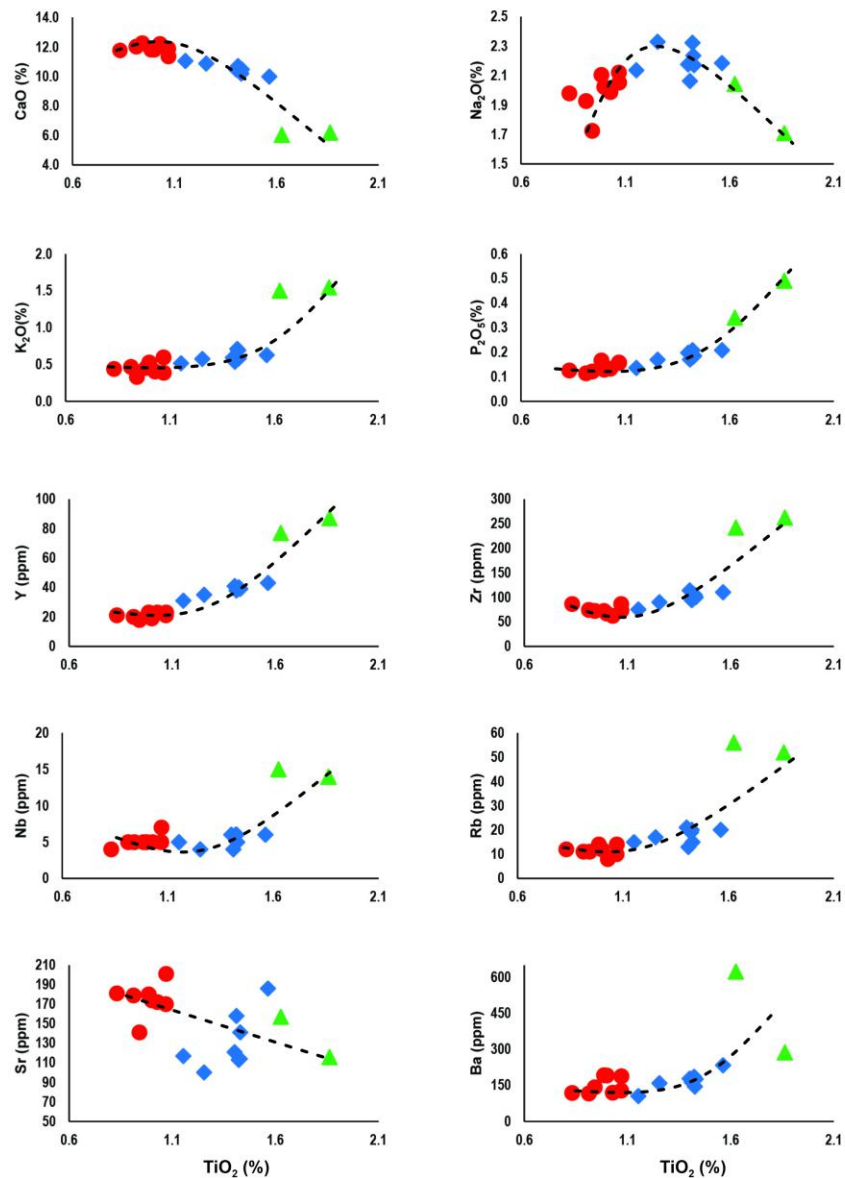


Figure 5.32. Diagrammes de variations montrant l'effet de la zonation des cheminées. ◆ **Groupe 01** (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12). ● **Groupe 02** (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17). ▲ **Cheminées** (T16-1 et T16-2).

Dans le cas de dolérites non altérées, les éléments vont présenter une relation linéaire avec Ti. Lorsque cette relation linéaire n'est pas vérifiée, on parle de mobilité de cet élément. Sur tous les digrammes, on remarque une bonne corrélation entre les éléments et Ti dans tous les échantillons, excepté ceux de la cheminée, dans les diagrammes CaO, K₂O et Na₂O vs. TiO₂.

La décorrélation enregistrée au niveau des échantillons des cheminées est probablement liée à la présence de calcite secondaire dans de petites vésicules (0.5 à 1cm) (Figure 5.33).

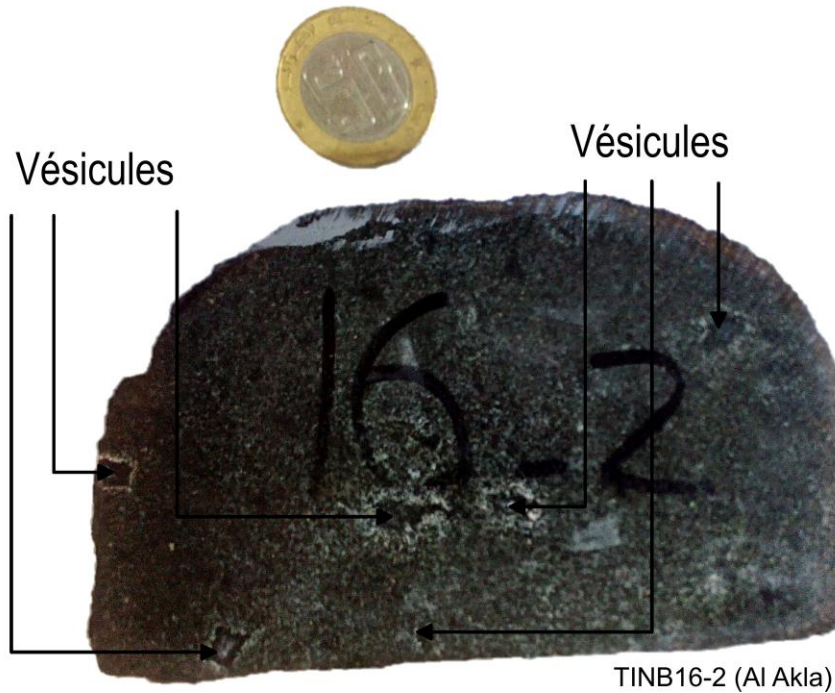


Figure 5.33. Vésicules remplies de calcite (Cheminée d'El Akla).

5.3.2. Géochimie des éléments majeurs

Sur le diagramme TAS (Total Alkali Silica) (Le Bas et al., 1986), les échantillons étudiés se projettent dans le domaine des basaltes (sills) et des andésites basaltiques (cheminées) (Figure 5.34). Trois groupes peuvent être différenciés : le groupe 1 (unité récurrente) est plus basique et plus riche en alcalin que le groupe 2 (unité supérieure). Les échantillons des cheminées sont plus différenciés.

Les dolérites étudiées se situent dans le domaine des tholéiites pauvres en titane dans le diagramme TiO₂ en fonction de FeO/MgO (Albarède, 1992) (Figure 5.35). Les dolérites de la cheminée de Zemoul forment un groupe à part, avec un FeO/MgO très élevé, qui souligne le caractère différencié de ces roches. Les trois groupes définies précédemment sont bien visibles sur ce diagramme : le groupe 1 (unité récurrente) riche en fer et en titane, le groupe 2 (unité supérieure), pauvre en fer et en titane, et le troisième groupe (cheminées) très riche en fer et en titane.

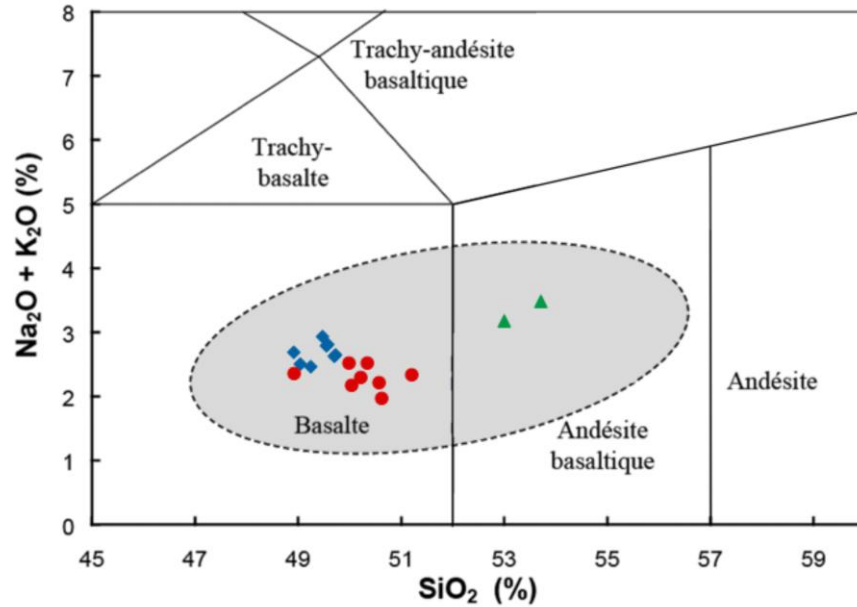


Figure 5.34. Diagramme TAS des dolérites étudiées. Trois groupes peuvent être différenciés. ◆ **Groupe 01** (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12). ● **Groupe 02** (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17). ▲ **Cheminées** (T16-1 et T16-2).

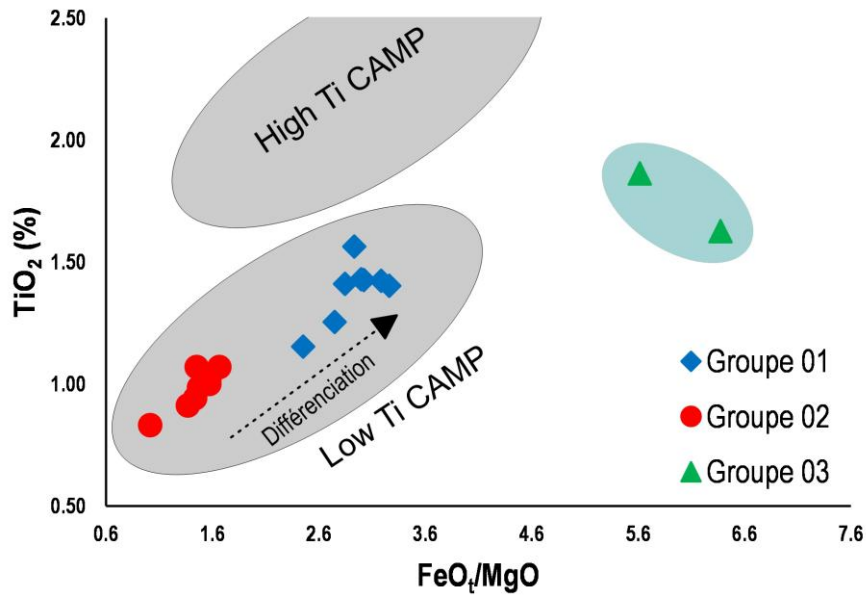


Figure 5.35. Diagramme de TiO_2 vs. FeO/MgO des dolérites du flanc nord du bassin de Tindouf. **LowTi CAMP** : domaine des tholéiites pauvres en titane. **High Ti CAMP** : domaine des tholéiites riches en titane. ◆ **Groupe 01** (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12). ● **Groupe 02** (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17). ▲ **Cheminées** (T16-1 et T16-2).

Pour illustrer la différenciation des dolérites du flanc nord du bassin de Tindouf, on a représenté les oxydes en fonction de $[\text{Mg}] = (\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}))$. Les diagrammes montrent une différenciation très nette et les trois unités sont bien distinctes (Figure 5.36). Les valeurs de $[\text{Mg}]$ varient entre 0.2 et 0.67, les faibles valeurs sont celles des cheminées, les valeurs intermédiaires sont celles du groupe 1 (unité récurrente) et les valeurs les plus élevées de $[\text{Mg}]$ correspondent à celles du groupe 2 (unité supérieure).

La nette différenciation entre ces trois groupes suivant l'axe des ordonnées est celle observée sur les deux diagrammes de FeO_t et de MgO . Nous avons indiqué dans le chapitre précédent que le fer et le magnésium jouent un rôle très important dans la réponse spectrale des roches, cette variation de la teneur en ces deux éléments pour les trois groupes doit donc avoir un effet sur la réponse spectrale de ces dolérites. Ce point sera abordé dans le chapitre suivant.

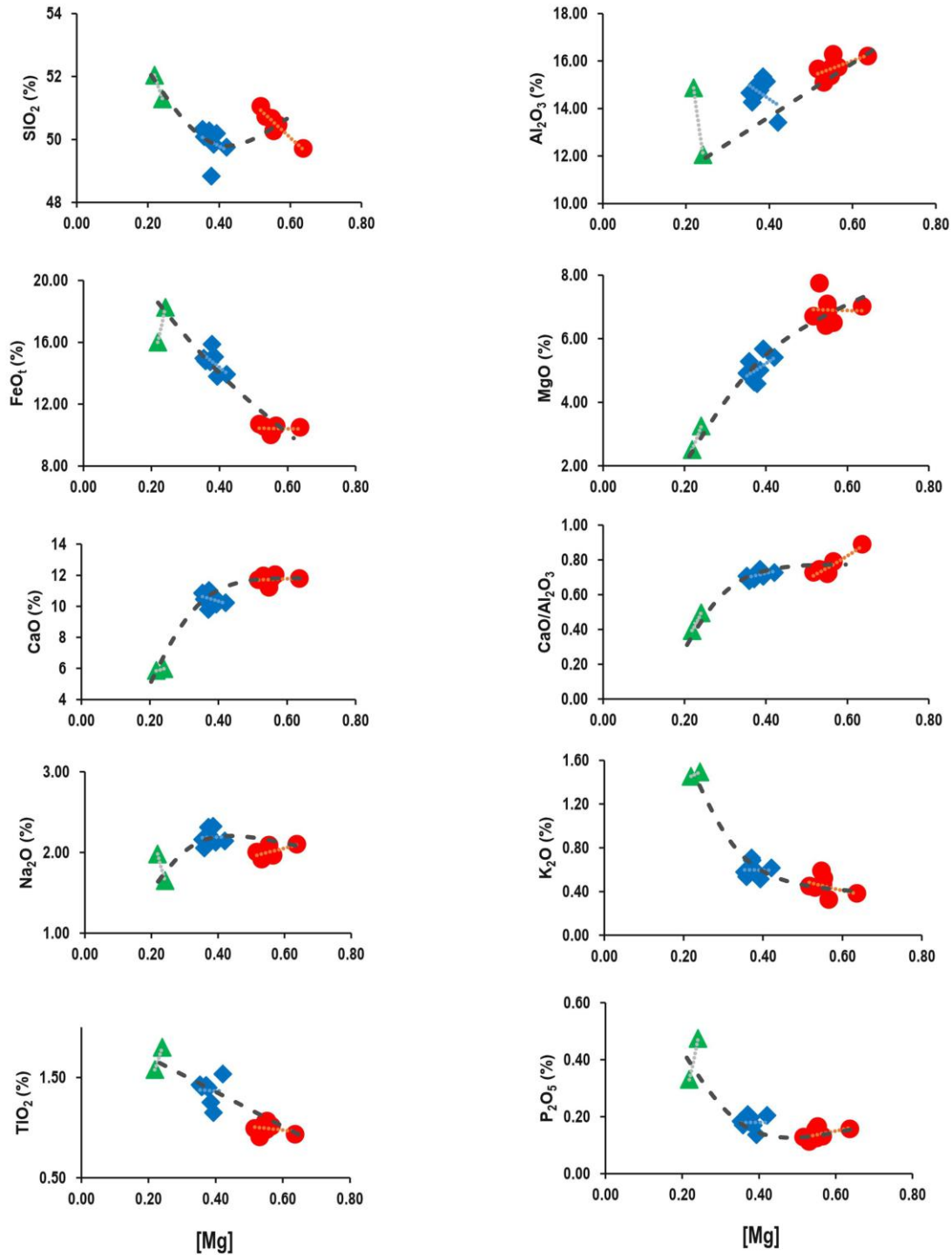


Figure 5.36. Diagrammes de variation oxydes / $[\text{Mg}]$ des dolérites étudiées. $[\text{Mg}] = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, avec $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ normalisé à 0,15. ◆ **Groupe 01** (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12). ● **Groupe 02** (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17). ▲ **Cheminées** (T16-1 et T16-2).

5.3.3. Géochimie des éléments mineurs.

L'analyse du Tableau 5.2 montre que les teneurs en éléments mineurs des cheminées sont très différentes de celles des deux autres groupes de dolérites du flanc nord de bassin de Tindouf. Les dolérites des cheminées présentent des teneurs élevées en Y, Rb, Zr, Nb et Ba, et faibles en Sr, V, Ni, Co et Cr. Pour illustrer la différenciation des dolérites et leur évolution, on a présenté les éléments de transition (Ni, Co, Cr, V, Ba, Zr, Nb, Y, Sr et Rb) en fonction de [Mg]. Les diagrammes montrent une variation des teneurs en éléments avec la différenciation (Figure 5.37).

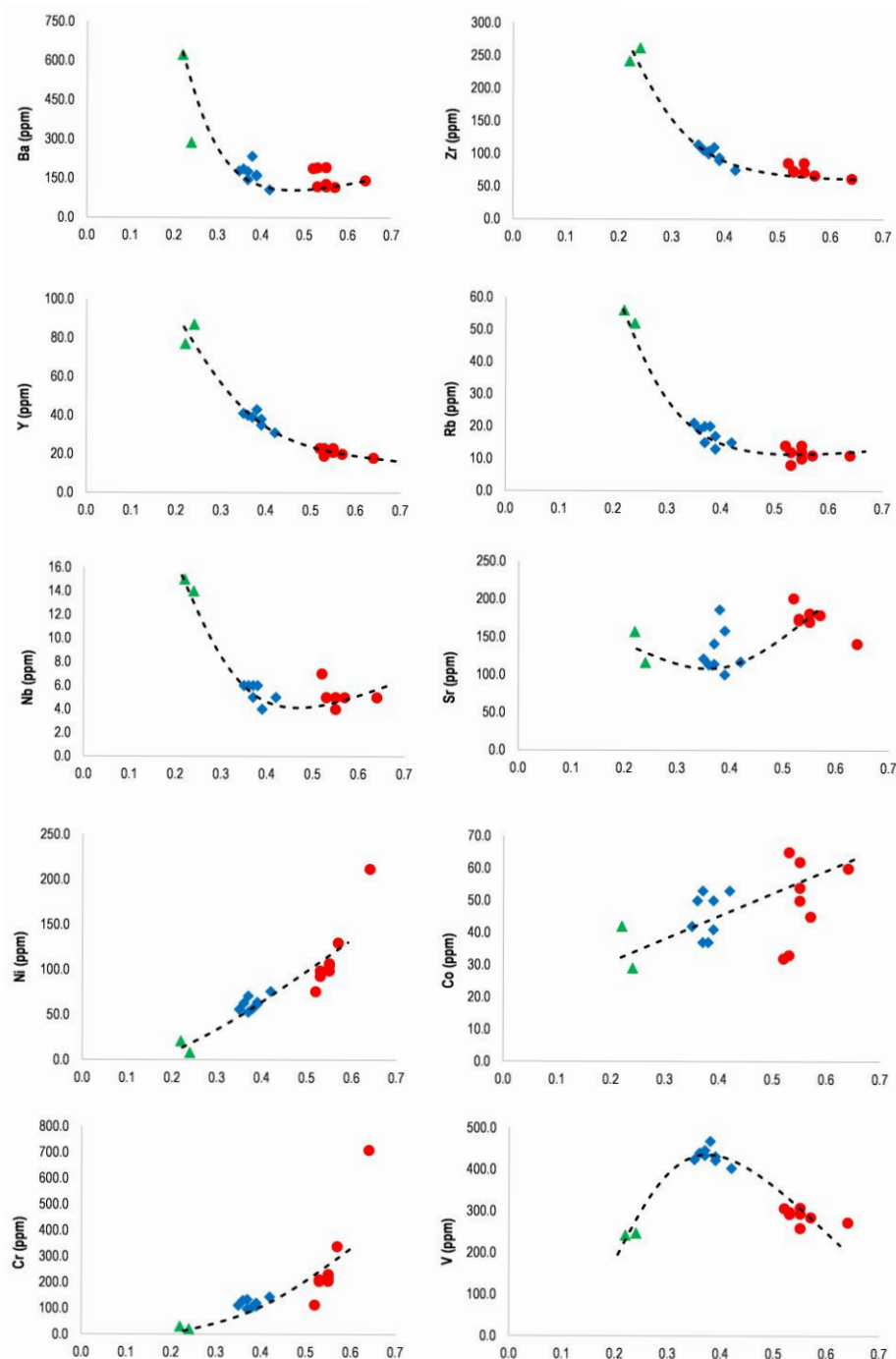


Figure 5.37. Diagramme des éléments mineurs en fonction de [Mg] montrant l'évolution de la composition du magma suivant sa différenciation. $[Mg] = Mg / (Mg + Fe^{2+})$, avec Fe^{3+}/Fe^{2+} normalisé à 0,15. ◆ **Groupe 01** (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11 et T12). ● **Groupe 02** (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15 et T17). ▲ **Cheminées** (T16-1 et T16-2).

- Les teneurs en Ba, Zr, Y, Rb et Nb augmentent avec la différenciation. Les dolérites de la cheminée présentent des teneurs très élevées en ces éléments.
- Les teneurs en Co, Cr, Ni, V et Sr diminuent avec la différenciation. Les dolérites des cheminées ont des teneurs très faibles en ces éléments. L'échantillon TINB04 appartenant à l'unité supérieure présente des teneurs très élevées en Ni et Cr.
- Sur le diagramme du Vanadium (V), l'évolution ne s'accorde pas avec la différenciation. L'unité récurrente présente des teneurs élevées.

5.4. Analyses par diffraction des rayons-X

Cette partie a été réalisée au niveau de l'université de Kyushu, l'appareil utilisé est Rigaku x-ray diffractometer ultima IV. Le principe de fonctionnement est basé sur la géométrie de diffraction des rayons x dite diffraction de Bragg ([Gravereau, 2011](#)). La méthode consiste à soumettre le composé en poudre à un faisceau de rayons X monochromatique et à recueillir le spectre de diffraction qu'il émet.

L'appareil va enregistrer l'intensité et l'angle 2θ sous forme d'un spectre ([Figure 5.38](#)), avec un autre logiciel on cherche les pics et on obtient pour chaque pic la valeur d (espacement interplanaire). Selon la loi de Bragg $\lambda = d \sin(\theta)$, avec λ = la longueur d'onde, d'où $d = (\lambda / \sin(\theta))$. Chaque minéral a sa propre valeur de d, qui va nous permettre de déterminer à quels minéraux correspondent nos pics. Sur les spectres chaque pic sera numéroté et les caractéristiques de chaque pic seront données dans un tableau, on présente celles de TINB01 dans le [tableau 5.3](#).

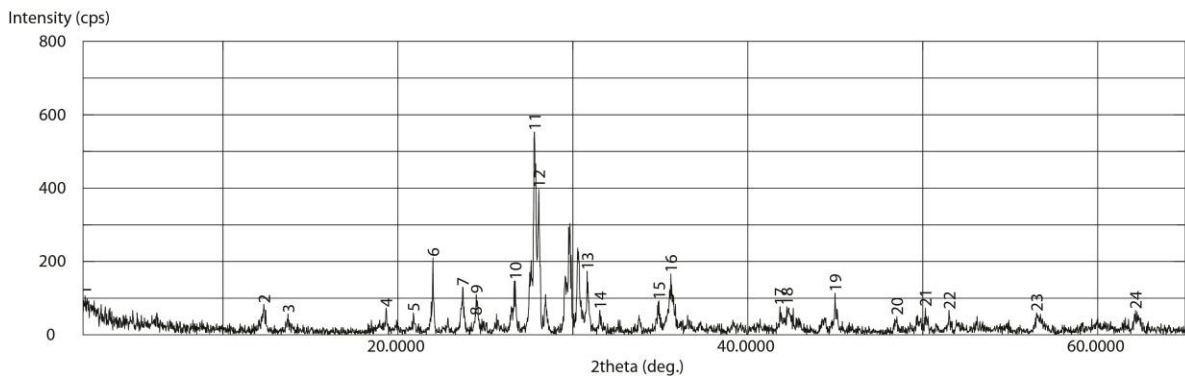


Figure 5.38. Spectre de l'échantillon TINB01, les pics sont numérotés et les valeurs de d sont reportées sur le Tableau 5.3

Pour déterminer la nature des minéraux qui forment les dolérites étudiées, on va comparer les valeurs de d des pics de grande intensité (3 à 4 pics pour chaque échantillon) avec les valeurs standards de d ([Swanson et al., 1962](#)).

Pic N°	2 Theta	d-Value	Intensité	Fréquence
1	2.120	41.6381	10	20
2	12.340	7.1668	83	16
3	13.720	6.4489	57	11
4	19.320	4.5904	73	14
5	20.880	4.2509	60	11
6	22.000	4.0369	210	38
7	23.700	3.7511	130	24
8	24.440	3.6391	50	10
9	24.480	3.6333	110	20
10	26.700	3.3360	147	27
11	27.800	3.2065	553	100
12	28.060	3.1773	397	72
13	30.820	2.8988	173	32
14	31.540	2.8342	67	13
15	34.920	2.5673	93	17
16	35.600	2.5198	167	31
17	41.840	2.1573	77	14
18	42.220	2.1387	77	14
19	44.980	2.0137	113	21
20	48.520	1.8747	50	10
21	50.140	1.8179	73	14
22	51.500	1.7730	67	13
23	56.500	1.6274	60	11
24	62.160	1.4921	67	13

Tableau 5.3. caractéristiques des pics de l'échantillon TINB01, le pic N° 11 est le plus grands avec un d= 3.2065.

Pour l'échantillon TINB01 dont le spectre et le tableau ont été présentés précédemment, la comparaison du pic 11 avec un d= 3.2065, pic 12 avec un d=3.1773 et le pic 06 avec un d= 4.0369 montre une grande corrélation avec l'Anorthite. De la même méthode on a procédé à déterminer les minéraux essentiels pour les autres échantillons et les résultats montrent que les dolérites sont formées essentiellement par l'Anorthite, l'Augite, le Diopside et l'Anorthoclase. Les échantillons de la cheminée de Zemoul présentent un enrichissement en Calcite et en sulfures (Pyrrhotite et Arsénopyrite).

5.5. Conclusion

Les résultats de la mission de terrain, de l'étude pétrographique et de l'étude géochimiques montrent l'existence de trois groupes de dolérites dans notre zone d'étude. Ces groupes se différencient par leur couleur, texture, composition minéralogique et chimique. Les dolérites présentent une nette différenciation suivant la teneur en fer et en magnésium, ces deux éléments conditionnent la réponse spectrale des roches dans le domaine du rouge et du proche infrarouge. Ces résultats vont être exploités dans les traitements avancés des images L8 pour essayer de cartographier les deux unités (supérieure et récurrente) et d'en déduire leur distribution spatiale.

Chapitre VI

Traitements avancés et analyse structurale

Les résultats de la mission de terrain et les travaux de laboratoire nous ont permis d'identifier trois groupes de dolérites, qui se différencient du point de vue texture, minéralogie et géochimie (unité supérieure, unité récurrente et cheminées). Cette différence se traduit macroscopiquement par une variation de la couleur de ces dolérites du sombre au clair. Cette variation de couleur n'est pas celle de la dolérite proprement parlé, mais celle de la patine qui recouvre ces roches. La patine est formée essentiellement par des oxydes et hydroxydes de fer et de magnésium, ce qui donne des colorations dans les teintes brun-rouges. Les analyses chimiques ont montré que ces trois groupes se différencient notamment par leur teneur en FeO. Dans ce chapitre, on va exploiter ces nouvelles données pour définir des traitements avancés en imagerie satellitaire (rapports de bandes, indices mathématiques, détection assistée...etc.) dans le but de cartographier précisément ces différents groupes de dolérites. Nous mettrons l'accent sur la relation entre la composition géochimique de ces roches (qui appartiennent à la même famille de roches magmatiques) et leur réponse spectrale., Les résultats de ce chapitre vont nous permettre d'abord l'aspect structural et celui du mode de mise en place de ces dolérites.

6.1. Analyse spectrale

Avant de procéder aux traitements, on a déterminé la réflectance au niveau de chaque point d'échantillonnage, la valeur de la réflectance de chaque point sur l'image Landsat 8 est donnée dans le [tableau 6.1](#). Ce tableau comporte aussi les teneurs en FeO, MgO et CaO, le but de cette analyse étant d'analyser le comportement spectral des dolérites suivant leur teneur en ces éléments.

	B1	B2	B3	B4	B5	B7	FeO	MgO	CaO
T1	12196	12649	14436	15112	17049	13910	15.13	5.31	10.71
T2	12157	12841	14783	15824	17641	14881	16.19	5.52	9.98
T3	11758	12184	13991	15283	17684	14810	14.95	4.95	10.20
T4	12583	13271	15157	15758	18365	14093	10.53	10.35	12.25
T5	11918	12350	14221	15445	16852	14199	13.83	5.03	10.87
T6	11905	12318	14098	15367	17211	14657	15.01	4.60	10.48
T7	11848	12364	14157	15051	16671	14011	14.86	4.66	10.26
T8	11735	12267	14421	16147	18930	15758	10.20	7.09	11.88
T9	11969	12861	15018	15684	19032	15460	10.08	6.93	11.82
T10	12161	12903	14800	15440	18508	14803	10.53	7.14	11.77
T11	12159	12938	15093	16143	18582	15804	13.98	5.70	11.05
T12	11791	12364	14343	15561	18039	15586	14.80	4.93	10.48
T13	12138	12554	14010	14719	17915	15236	10.84	6.50	11.36
T14	11722	11890	13373	14464	16893	13897	10.65	6.77	11.81
T15	11848	11950	13243	13994	15894	13380	10.67	7.79	12.03
T16-1	12406	13072	15258	16593	22168	17645	18.91	3.37	6.19
T16-2	12519	13429	16089	17855	23181	18411	16.52	2.59	6.04
T17	11899	12056	13578	14698	16738	13902	10.39	6.60	12.19

Tableau 6.1. Valeur de réflectance au niveau des points d'échantillonnage avec les teneurs correspondantes en FeO, MgO et CaO. En bleu le groupe 01, en rouge le groupe 02 et le troisième groupe est en vert.

Le tracé des courbes de variation de la réflectance en fonction des points d'échantillonnage (Figure 6.1), montre que les variations ne sont visibles qu'à partir de la bande 3 (0.6546 μm). Cette figure montre aussi que la différenciation entre les trois groupes est bien visible sur les bandes 5 et 7.

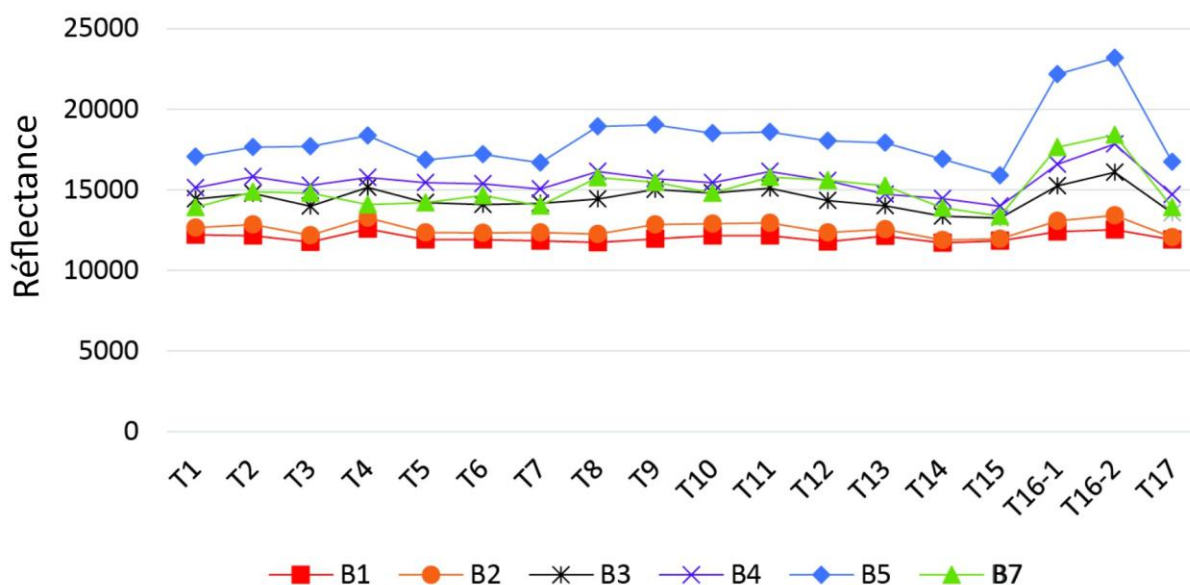


Figure 6.1. Variation de la réflectance suivant les bandes du capteur Landsat 8 sur 18 affleurements de dolérites.

Pour déterminer l'origine des bandes d'absorption observées au niveau des bandes multispectrales, nous avons tracé la variation au niveau de chaque bande avec la teneur en FeO, MgO et CaO. La teneur en ces trois oxydes varie d'une unité à l'autre, la teneur en Fe évolue inversement avec la teneur en Mg et Ca (Figure 6.2).

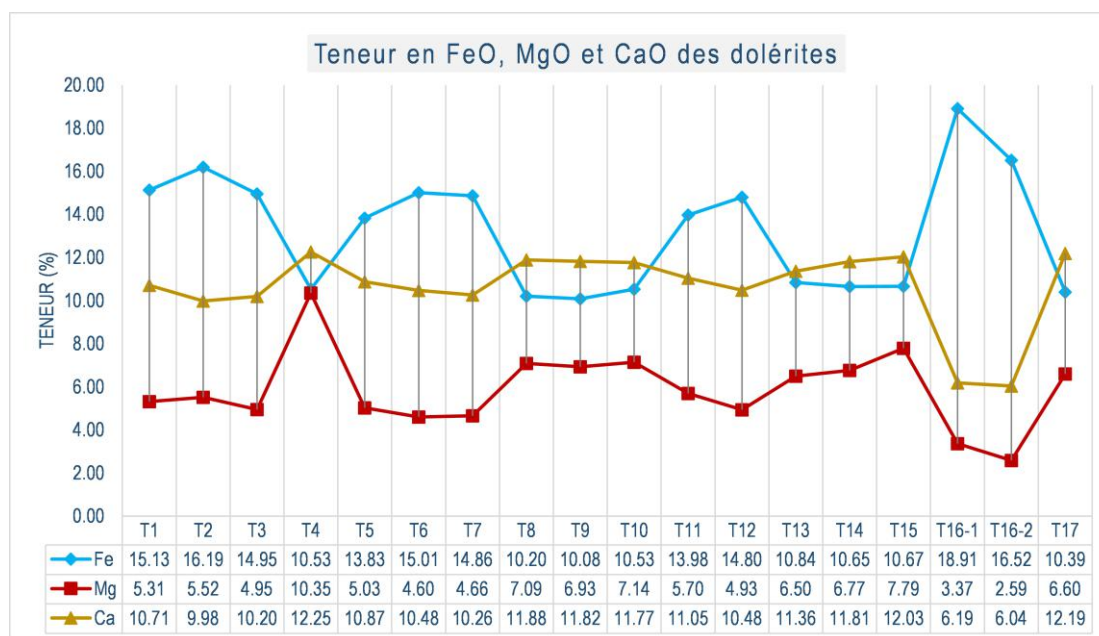


Figure 6.2. Variation de la teneur en FeO, MgO et CaO pour les trois groupes. La teneur en oxyde de fer varie inversement avec celles des oxydes de magnésium et de calcium.

Les bandes d'absorption comme on peut le voir sur les radars de la [figure 6.3](#), ont des sources différentes suivant l'intervalle radiométrique (bandes multispectrales). Au niveau des deux premières bandes, la variation de la réflectance est minime, aucune bande d'absorption n'est visible. Au niveau des bandes 3 et 4, la variation semble être causée par les oxydes de fer, la réflectance diminue au niveau des points qui présentent des grandes teneurs en FeO. Au niveau des bandes 5 et 7, les variations sont bien visibles et elles sont dues aux fortes teneurs en MgO et CaO. Il faut noter que les valeurs de réflectance ont été divisées par 1000 pour assurer la mise à l'échelle. Les résultats de cette analyse sont en accord avec les bandes usuelles définies par les auteurs (Voir partie 4.2.1 dans le chapitre IV).

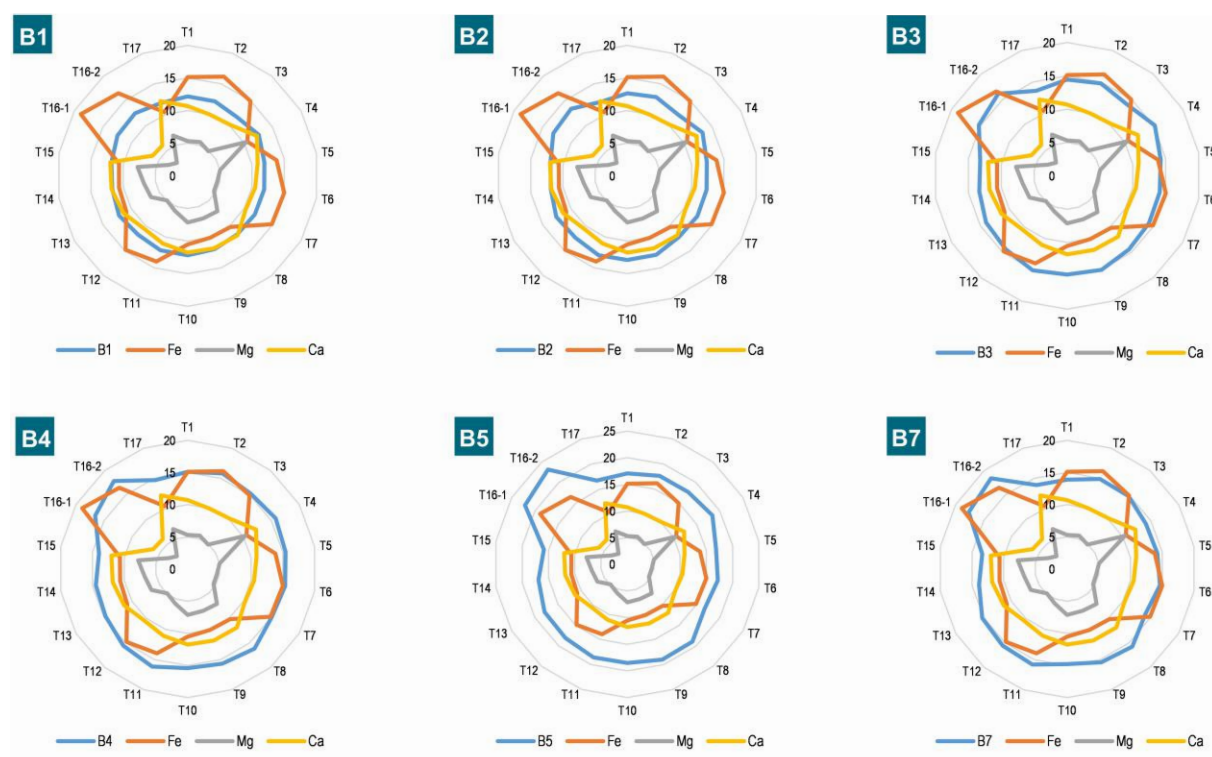


Figure 6.3. Oxydes à l'origine de la variation de la réflectance d'un groupe à l'autre.

6.2. Rapports de bandes

On a vu précédemment (Figure 6.1) que la variation de la réflectance entre les trois groupes de dolérites est bien visible dans les bandes b3, b4, b5 et b7, ces 4 bandes ont été choisies pour définir des rapports de bandes. Pour une bonne discrimination entre les différents groupes de dolérites et en même temps entre ces dolérites et les différents types de formations encaissantes, on a utilisé la réponse spectrale de l'ensemble de ces formations ([Figure 6.4](#)).

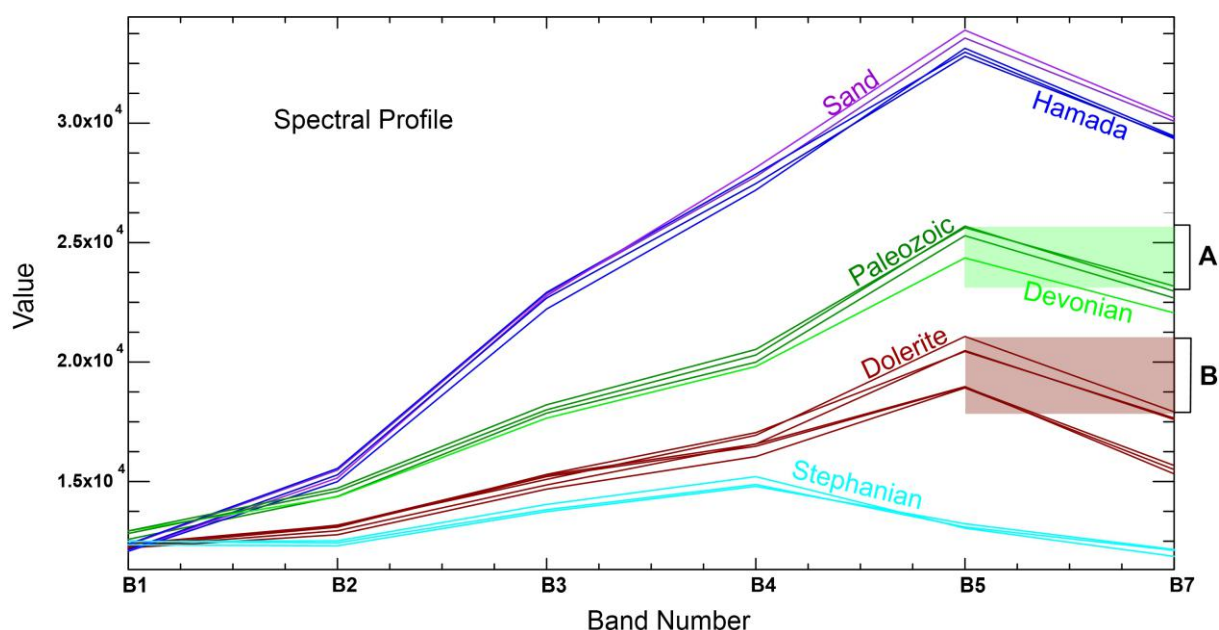


Figure 6.4. Réponses spectrales des dolérites et des formations du voisinage.

L'encaissant des dolérites est essentiellement composé des formations du Dévonien, du Tournaisien et du Viséen. En observant la réponse spectrale de ces dernières sur les bandes b5 et b7, on remarquera que l'écart de réflectance (A) est moins important que celui observé au niveau des dolérites (B). La division de la bande b7 sur la bande b5 va nous donner des valeurs faibles pour les dolérites et des valeurs proches de 1 pour le Paléozoïque. Sur l'image de ce ratio ($b7/b5$) les dolérites vont avoir des teintes sombres tandis que les formations paléozoïques vont avoir des teintes allant du gris (Dévonien) au gris clair (Viséen). Les faibles réflectances des dolérites dans l'intervalle de la bande b7 ($2.2 - 2.35 \mu\text{m}$) est dû aux fortes teneurs en Ca^{2+} et Mg^{2+} . Le deuxième ratio est $b5/b4$ les dolérites sur ce ratio présentent des teintes sombres tandis que les teintes des formations du Paléozoïque sont plus claires, les faibles valeurs de ce ratio sont dues aux oxydes de fer et aux ions Fe^{2+} . Le dernier ratio $b4/b3$ montre que le Tournaisien est bien différencié des autres formations en présentant des teintes très sombres (Figure 6.5). Les valeurs de ces trois ratios au niveau des dolérites et des formations encaissantes ont été analysées et données dans le tableau 6.2.

	Dolérites			Paléozoïque (Tournaisien + Viséen)			Paléozoïque (Dévonien)		
	Ratio 1	Ratio 2	Ratio 3	Ratio 1	Ratio 2	Ratio 3	Ratio 1	Ratio 2	Ratio 3
Valeur	0.76-0.83	1.10-1.12	1.06-1.09	0.91-0.96	1.21-1.28	1.09-1.15	0.79-0.9	1.25-1.42	1.07-1.11
Teinte	Sombre	Grise	Sombre	Claire	Claire	Sombre	Grise	Claire	Sombre
RVB	Marron			Jaune			Vert		

Tableau 6.2. Valeurs des ratios pour chaque formation et leurs teintes correspondantes. Ratio1: $B7/B5$, Ratio2: $B5/4$ et Ratio3: $B4/B3$

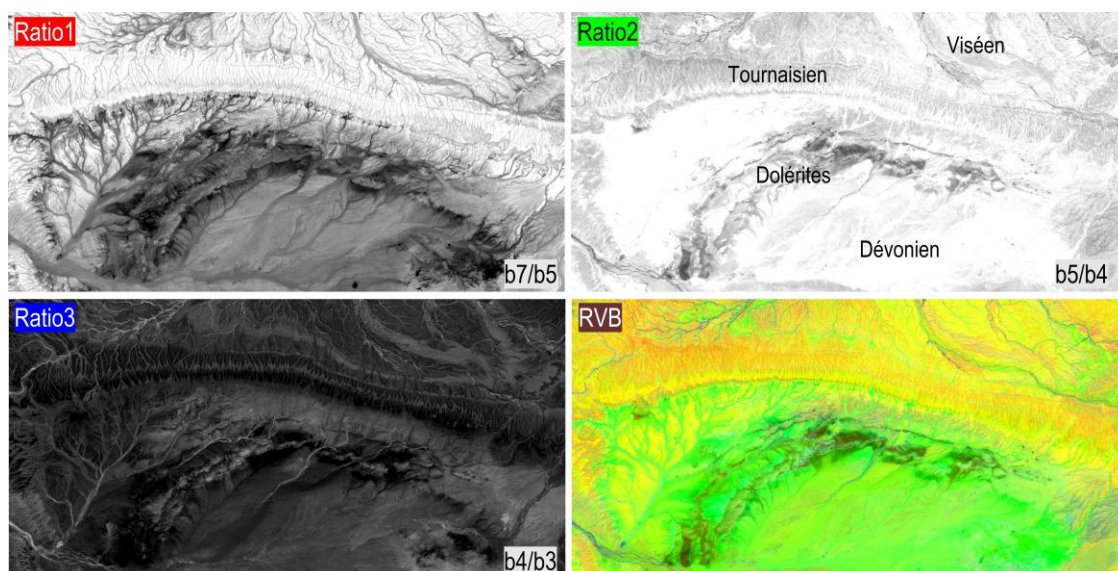


Figure 6.5. Teintes des dolérites et des formations de voisinage sur les trois ratios et sur l'image combinée en RVB .

La fiabilité de ces rapports se voit sur l’affichage en mode RVB, les dolérites se montrent en marron et sont bien discriminées des autres formations (Figure 6.6). Ce traitement a montré aussi une bonne différenciation entre les formations paléozoïques, où l'on distingue les formations du Dévonien en vert, le Tournaisien en Jaune orangé et le Viséen en Jaune Clair. Le Carbonifère supérieur (Namurien, Westphalien et Stéphanien) apparaît en magenta. Les Hamadas du Drâa et de Tindouf sont en bleu-violet. Ce traitement permet de mettre en évidence les affleurements des dolérites de la région du flanc nord du bassin de Tindouf dans le Viséen (certains auteurs ont nié l'existence de dolérites au sein du Viséen). La forme elliptique des sills est bien visible sur cette photo, ces sills semblent épouser la forme plissées des formations paléozoïques encaissantes.

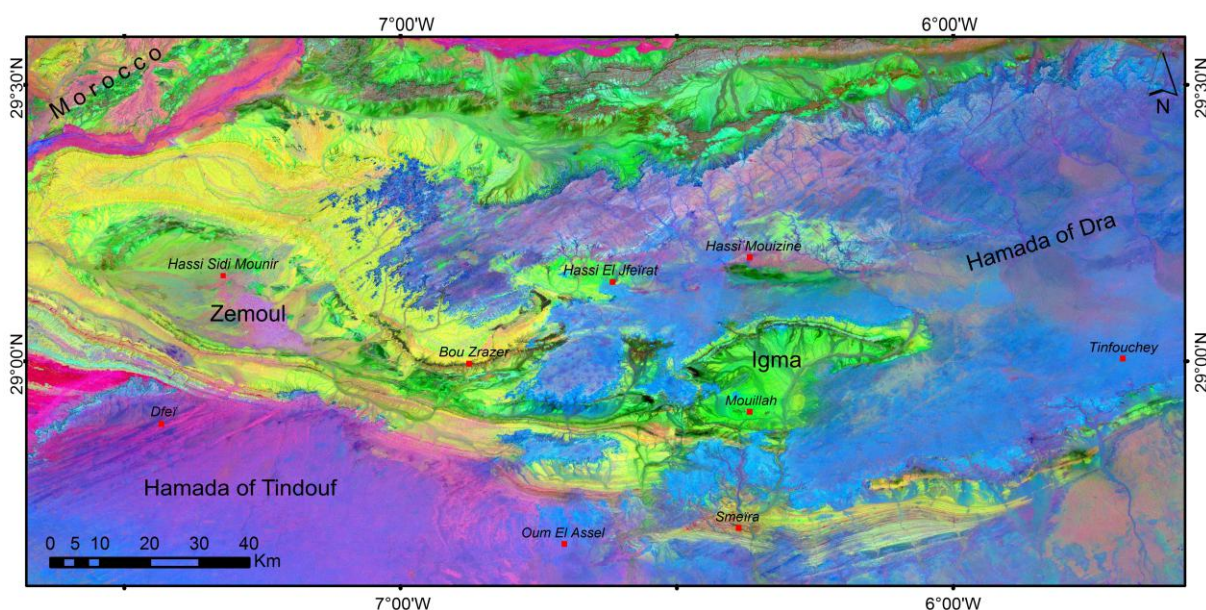


Figure 6.6. Affichage en mode RVB des ratios b7/b5, b5/b4 et b4/b3. Les dolérites apparaissent en marron.

En plus de pouvoir discriminer entre les dolérites et les roches encaissantes, ces rapports de bandes permettent aussi de différencier entre les deux premiers groupes de dolérites (unité supérieure et récurrente, les affleurements du troisième groupe représentés par les cheminées n'occupent pas de grandes superficie, ce qui ne permet pas de pouvoir les distinguer), conduisant à une cartographie "géochimique" des dolérites, ce qui n'a jamais été fait auparavant. Le premier groupe est celui des sills de l'enveloppe externe (unité récurrente), les sills apparaissent en marron foncé. Le deuxième groupe est celui des sills de l'enveloppe interne (unité supérieure), ils apparaissent en marron clair (Figure 6.7). Cette différence dans les teintes est liée aux absorptions par les oxydes de fer, le premier groupe étant riche en fer, ce qui se traduit par des couleurs sombres, tandis que pour le deuxième groupe moins riche en fer, les teintes sont plus claires.

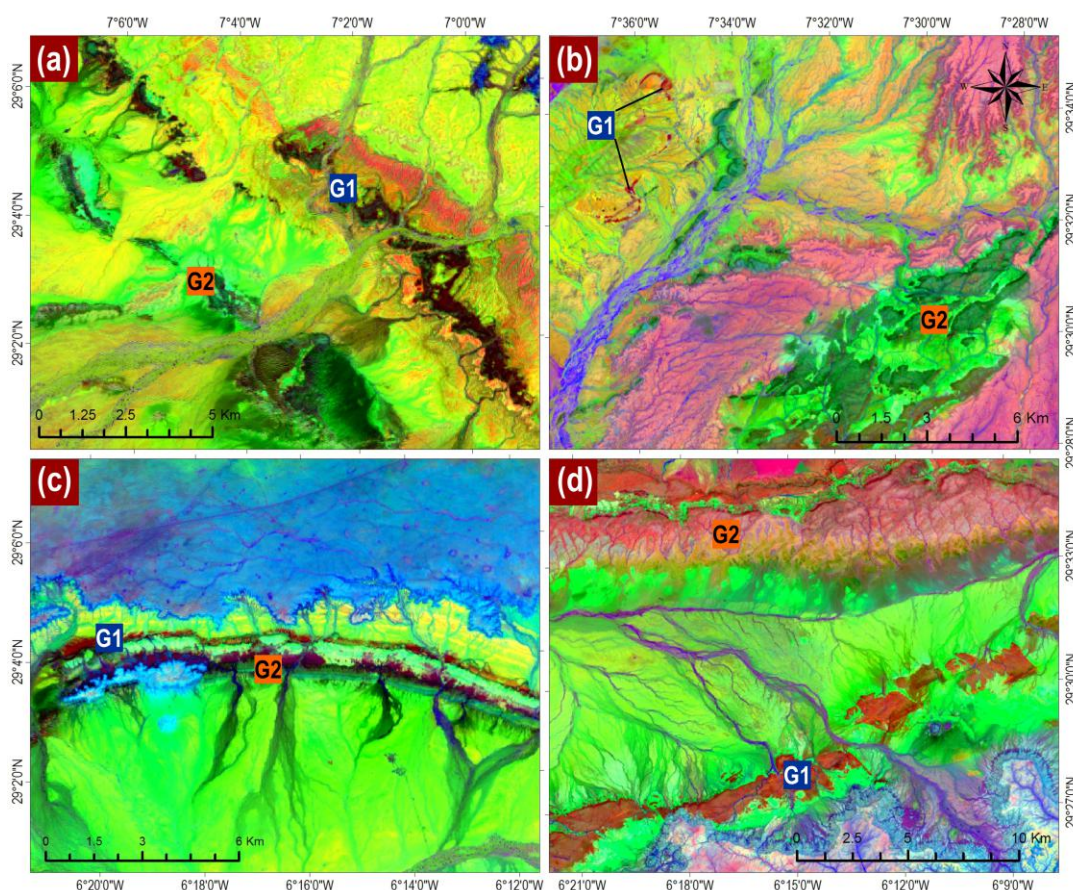


Figure 6.7. Les deux groupes de dolérites sont bien distincts montrant une teinte marron foncé pour le groupe 1 (G1) et marron clair pour le groupe 2 (G2). (a) au niveau de Bou Zrazer (b) au sud de la ville de Tata (Maroc). (c) au nord de Igma. (d) au nord de Hassi Mouzine.

Au niveau du flanc sud du bassin de Tindouf, les mêmes traitements ont été appliqués et nous avons obtenu les mêmes résultats pour les dolérites (Figure 6.8). Les dolérites apparaissent en marron, et il est difficile de définir à quel groupe ces sills appartiennent. Néanmoins, l'étude géochimique réalisée par Chabou (2008) sur quelques sills encaissés dans le Dévonien indique leur appartenance au groupe 1 (unité récurrente riche en fer).

Il est fort probable que la difficulté de discriminer entre les deux groupes est dû à la richesse des roches encaissantes en fer; sachant que deux grands gisements de fer oolitiques affleurent dans cette région : il s'agit du grand gisement de Gara Djebilet à l'ouest et de Mechri Abdelaziz à l'est. Ces deux gisements de fer influencent probablement les résultats des traitements, la forte teneur en fer provoque des valeurs de réflectance très faibles pour les gisements, ainsi les absorptions liées au fer pour les dolérites seront minimales par rapport à celles dues aux gisements. La présence de ces gisements de fer perturbe donc les teintes des dolérites, sachant aussi que la réponse spectrale des gisements de fer est très proche de celle des dolérites, ce qui donne des teintes voisines.

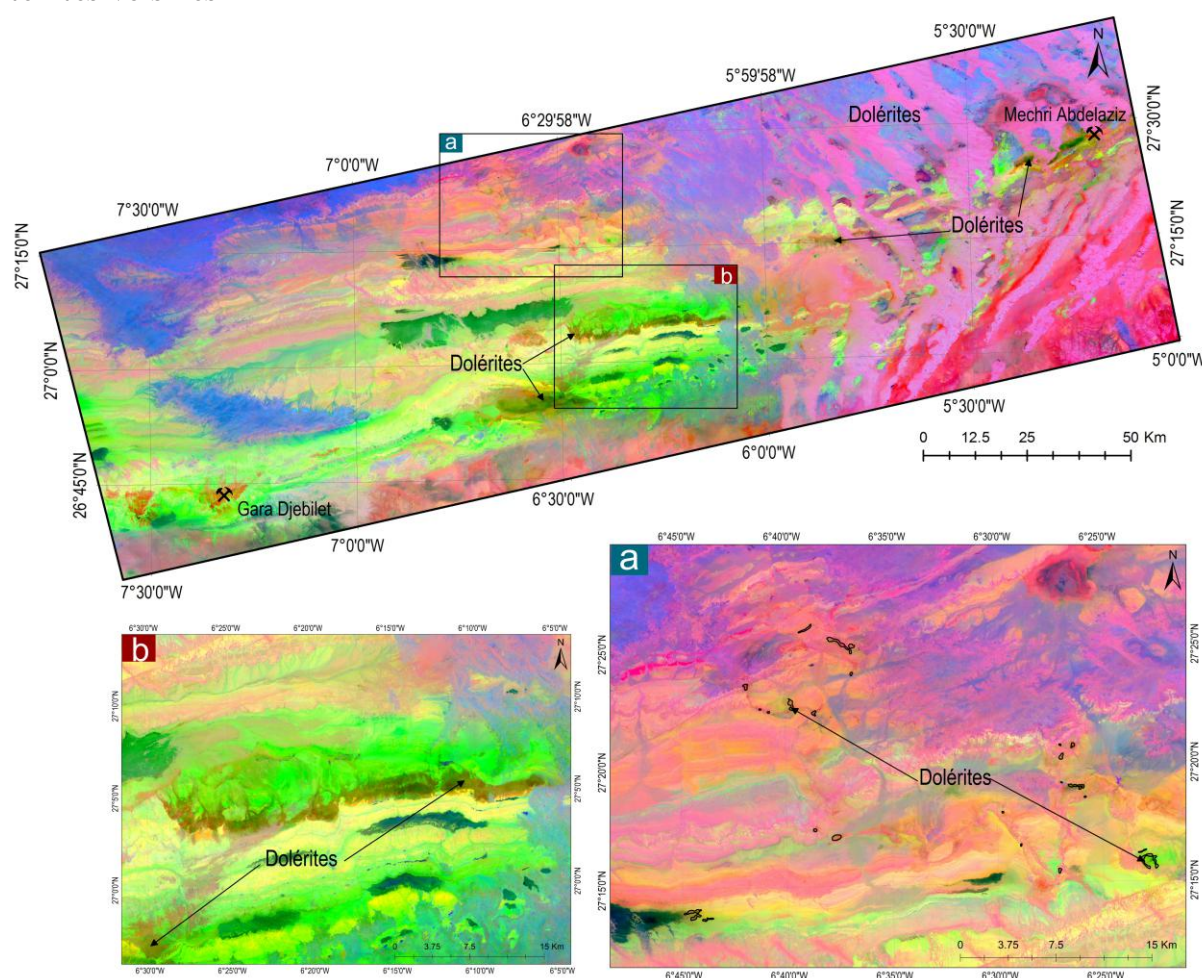


Figure 6.8. Les dolérites du flanc sud du bassin de Tindouf. (a) affleurements de dolérites de forme circulaires, (b) Sills appartenant à l'unité récurrente (G1).

Nous avons aussi utilisé les traitements (rapports de bandes) pour l'étude des dykes et obtenu de bons résultats. Au nord, les dykes sont orientés NE-SO, et sont parfois très épais (Figure 6.9). Ces dykes de dolérites remplissent d'anciennes failles décrochantes, les grandes épaisseurs sont observées au niveau des failles qui présentent des ouvertures considérables. La longueur de ces dykes varie de quelques mètres à des dizaines de kilomètre, le plus grand dyke au niveau de flanc nord (notre zone d'étude) est celui de Foum Ferkech, qui atteint 100 Km de longueur.

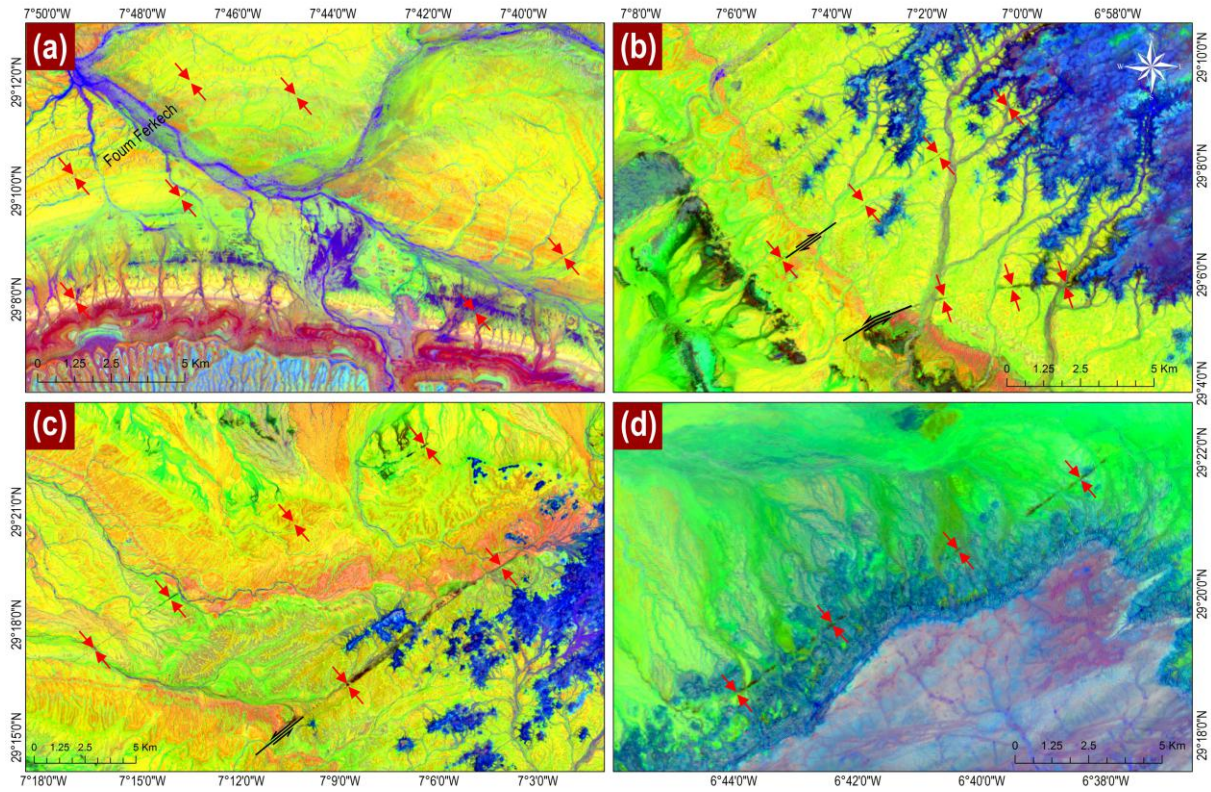


Figure 6.9. Quelques dykes du flanc nord du bassin de Tindouf. (a) trois grands dykes, dont celui de Foun Ferkech, qui à l'ouest de Zemoul. (b) deux dykes mis en place dans d'anciennes failles décrochantes. (c) deux dykes au nord de Zemoul, le dyke à droite montre des variations d'épaisseur, la teinte montrée par la partie étroite indique que ces dolérites appartiennent au groupe 1 (unité récurrente). (d) un dyke à l'ouest de Djfeirat.

Au sud, les dykes montrent des longueurs très importantes, avec une direction majeure ENE-OSO (Figure 6.10). Ils sont très abondants et forment un réseau dense. Les dykes les plus longs sont les plus abondants et sont orientés ENE-OSO. Quelques dykes de longueurs moyennes sont orientés N-S, NO-SE et E-W.

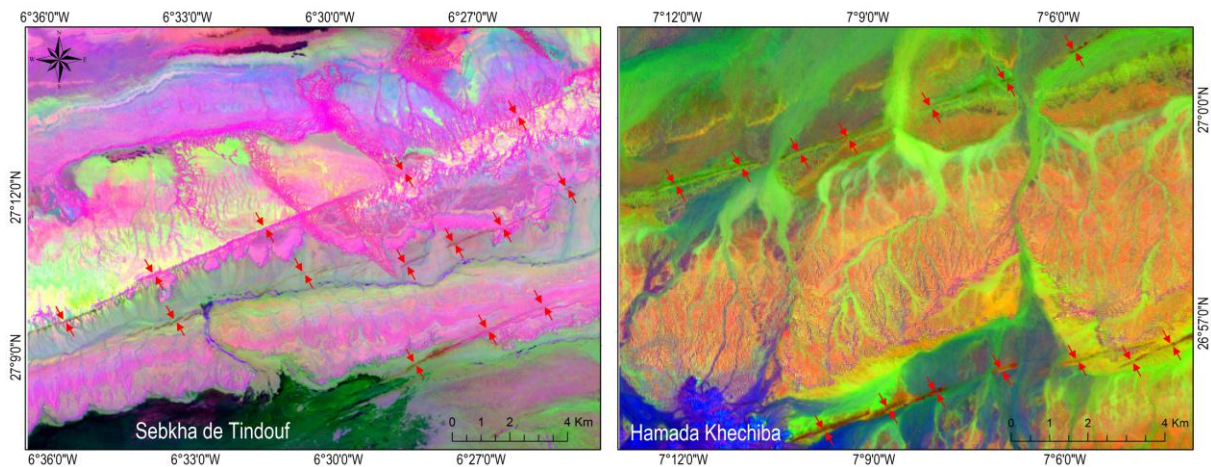


Figure 6.10. Dykes du flanc sud du bassin de Tindouf.

6.3. Indices spectraux

Les indices consistent à mettre en évidence une formation par rapport aux autres. Ils se basent sur la réponse spectrale. Chaque formation présente un pic de réflectance dans une bande et un pic d'absorption dans une autre bande. L'indice fait en sorte que toutes les autres formations auront la même valeur radiométrique à la fin de l'opération. La formation cible aura une valeur unique supérieure ou bien inférieure. Les indices peuvent être composés d'une série d'opérations mathématiques (addition, multiplication, division, soustraction...etc.), comme ils peuvent être des algorithmes et des fonctions prédéfinies comme le logarithme, l'exponentiel...etc.

Nous avons indiqué que les dolérites ont un pic de réflectance dans la bande 5 et un pic d'absorption dans la bande 7. La division de la bande 5 par la bande 7 donne déjà un contraste entre les dolérites et le Paléozoïque, mais ce contraste reste faible. Pour remédier à cela, on multiplie la bande 5 par le coefficient 2 pour obtenir de faibles valeurs sur les dolérites et de fortes valeurs sur le Paléozoïque. L'image résultante montre trois teintes, noires pour les dolérites, gris foncés pour les formations paléozoïques et claires pour la Hamada (Figure 6.11). Pour extraire uniquement les dolérites, on multiplie la bande 7 par 2 et on la divise par la bande 1, cette opération consiste à éliminer l'effet des formations du voisinage, ainsi les dolérites apparaissent en noir et toutes les autres formations en blanc (Figure 6.12). La formule de cet indice est la suivante :

$$(2*b5/b7) + (2*b7/b1)$$

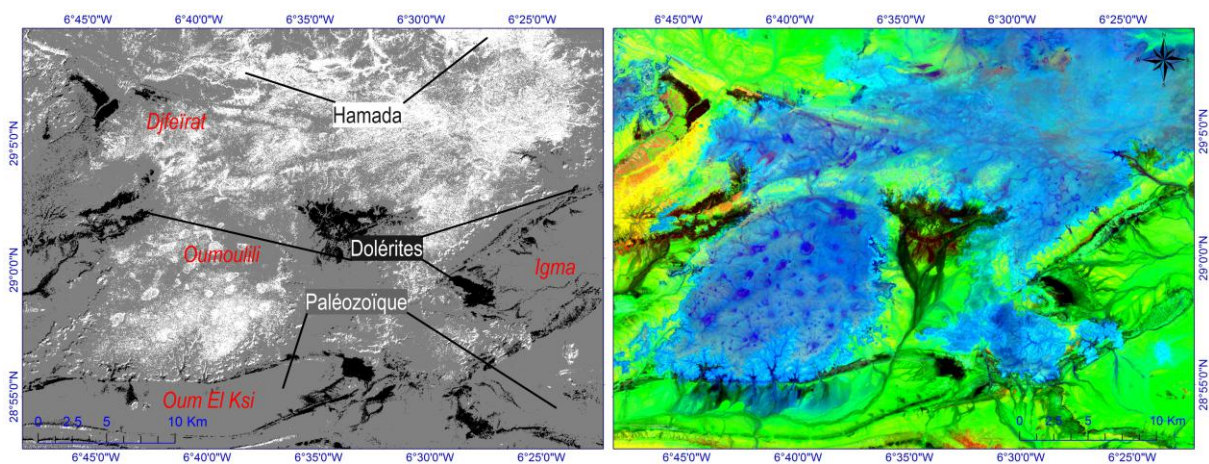


Figure 6.11. L'indice $2*b5/b7$ montrant les dolérites en couleur noire.

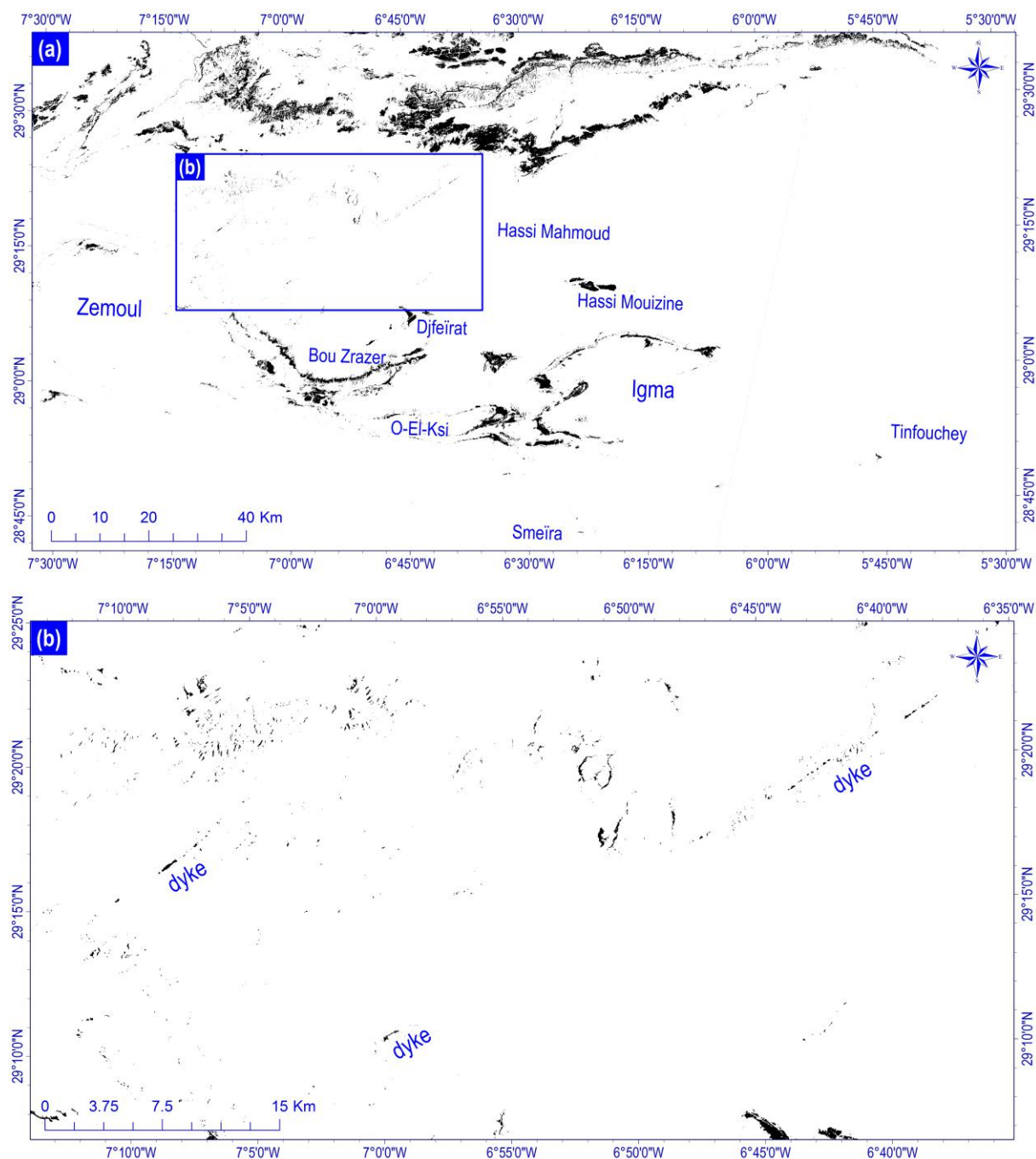


Figure 6.12. Application de l'indice sur le flanc nord de bassin de Tindouf. (a) image montrant des sills et des dykes extraits par l'indice. (b) zoom sur deux dykes, cette image montre que le dyke à l'ouest de Hassi Mahmoud continue au sud, et il est recouvert par la hamada par endroits.

Au sud, et à cause des effets induits par la présence de sebkhas et des gisements de fer, l'indice n'extrait pas les dolérites avec la même précision. Dans le but d'extraire les dolérites de la région du flanc sud du bassin de Tindouf, nous avons appliqué d'autres opérations et définis un autre indice. On sait que le rapport $b5/b7$ fait bien ressortir les dolérites, étant donné que ces dernières présentent des valeurs dans ce rapport qui sont inférieures à 3.2, tandis que les autres formations ont des réflectances supérieures à 3.2.

On sait que les dolérites ont des réflectances inférieures à 62 au niveau de la bande 7, alors on peut cerner la réflectance des dolérites au niveau du rapport B5/B7 et la bande 7 par l'expression suivante :

$$(b5/b7) < 3.2 \text{ et } b7 < 62$$

Pour exécuter cette expression sous ENVI, on doit remplacer l'opérateur « < » par **LT** qui signifie « **Less Than** » inférieur à, et le « et » par « **AND** ». L'expression finale sera donc :

$$[(b5/b7) \text{ LT } 3.2 \text{ AND } b7 \text{ LT } 62]$$

Le résultat de l'application de cet indice sur le flanc sud est donné en [figure 6.13](#).

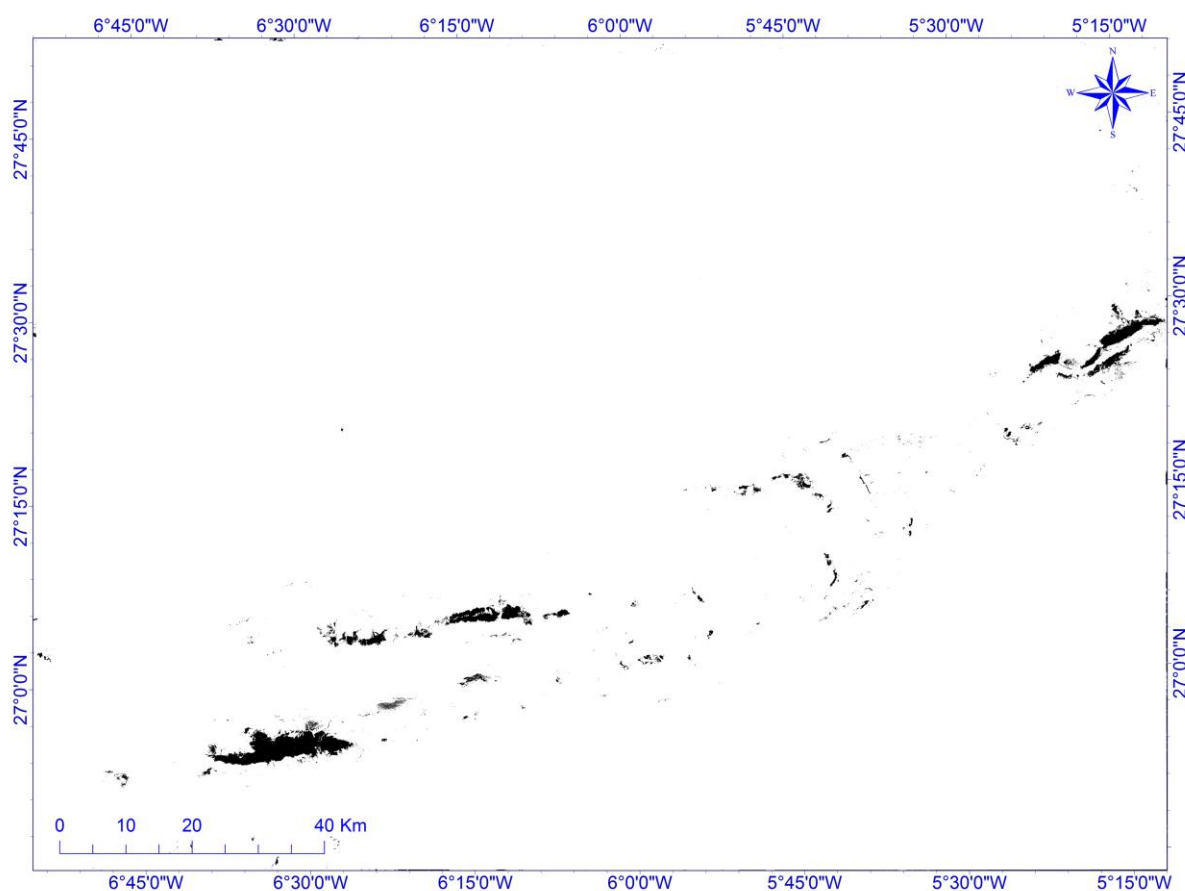


Figure 6.13. Extraction des dolérites par l'utilisation des opérateurs **LT** et **AND** depuis le module band math de l'ENVI.

6.4. Détection de cibles avec un assistant semi-automatique (Target detection wizard)

L'outil de détection avec assistance semi-automatique (Target detection Wizard) est une technique qui nous permet de détecter, localiser et extraire des cibles depuis les images hyperspectrales et multispectrales. Nos cibles sont les affleurements des dolérites, et ces dolérites sont formées essentiellement par des plagioclases et du clinopyroxènes.

Cette méthode se base sur la corrélation des spectres collectés sur tous les pixels de l'image avec les spectres obtenus au laboratoire sur des minéraux cibles. On a utilisé le logiciel ENVI 5.0 pour tester cette méthode sur les dolérites du bassin de Tindouf. On a utilisé comme cible l'anorthite, l'ENVI utilise la bibliothèque spectrale de l'USGS (Clark et al., 2007), le programme va superposer le spectre de l'anorthite (Figure 6.14) avec les spectres de tous les pixels de l'image, et il va extraire ceux qui se ressemblent le plus.

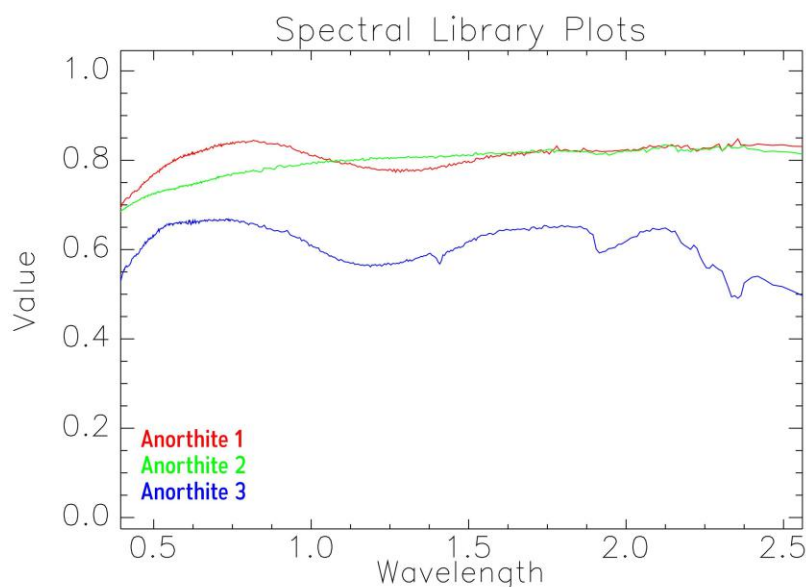


Figure 6.14. Signature spectral de l'Anorthite depuis la bibliothèque spectrale USGS (Clark et al., 2007).

L'application de cette méthode passe par plusieurs étapes, on a choisi la méthode de détection appelée « Spectral Angle Mapper ». Le résultat montre que les dolérites sont bien individualisées et ce sur les trois types de spectres représentant l'Anorthite au niveau de la bibliothèque spectrale de l'USGS (Figure 6.15). Cette méthode génère des fichiers de forme « shapefile » de la cible ce qui permet une cartographie automatique.

Cette méthode a donné de bons résultats sur la partie la moins altérée des dolérites, et reste moins efficace que les indices ou bien les rapports de bandes. elle met en évidence les parties les moins altérées uniquement en accord avec les données de terrain qui montrent des dolérites peu altérées dans les régions détectées par cette méthode.

La même méthode a été appliquée en utilisant l'Augite comme cible, elle a donné des résultats très appréciables sur les cheminées, qui ont été bien individualisées (Figure 6.16). La couleur rose qu'on voit sur l'image n'indique pas forcément les dolérites, car au niveau des deux cheminées d'Oum-El-Ksi (Riâat El Kelba), on n'a pas trouvé de dolérites en affleurement. La cible détectée pourrait correspondre aux brèches qu'on a retrouvées sur les trois cheminées volcaniques de la région.

Figure 6.16. Résultats de l'application de la détection semi-automatique par l'angle spectral (Spectral angle mapper) sur l'Augete. Les cheminées sont bien visibles en rose.

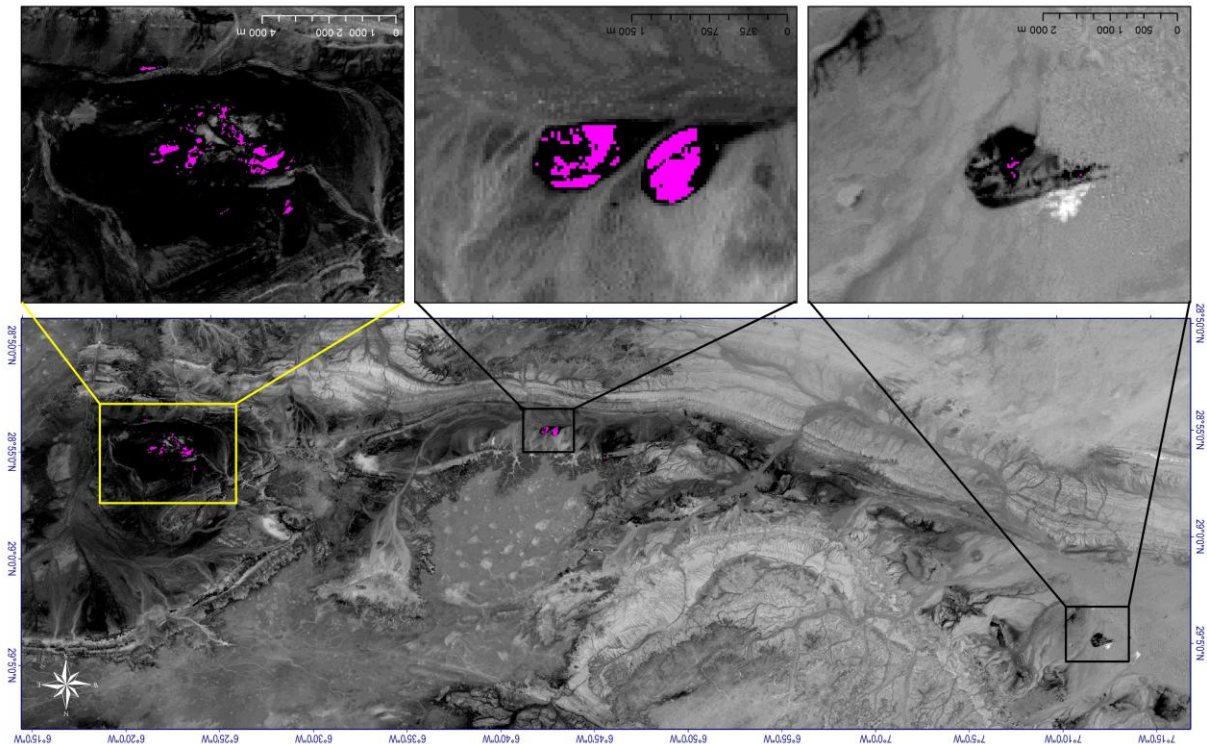
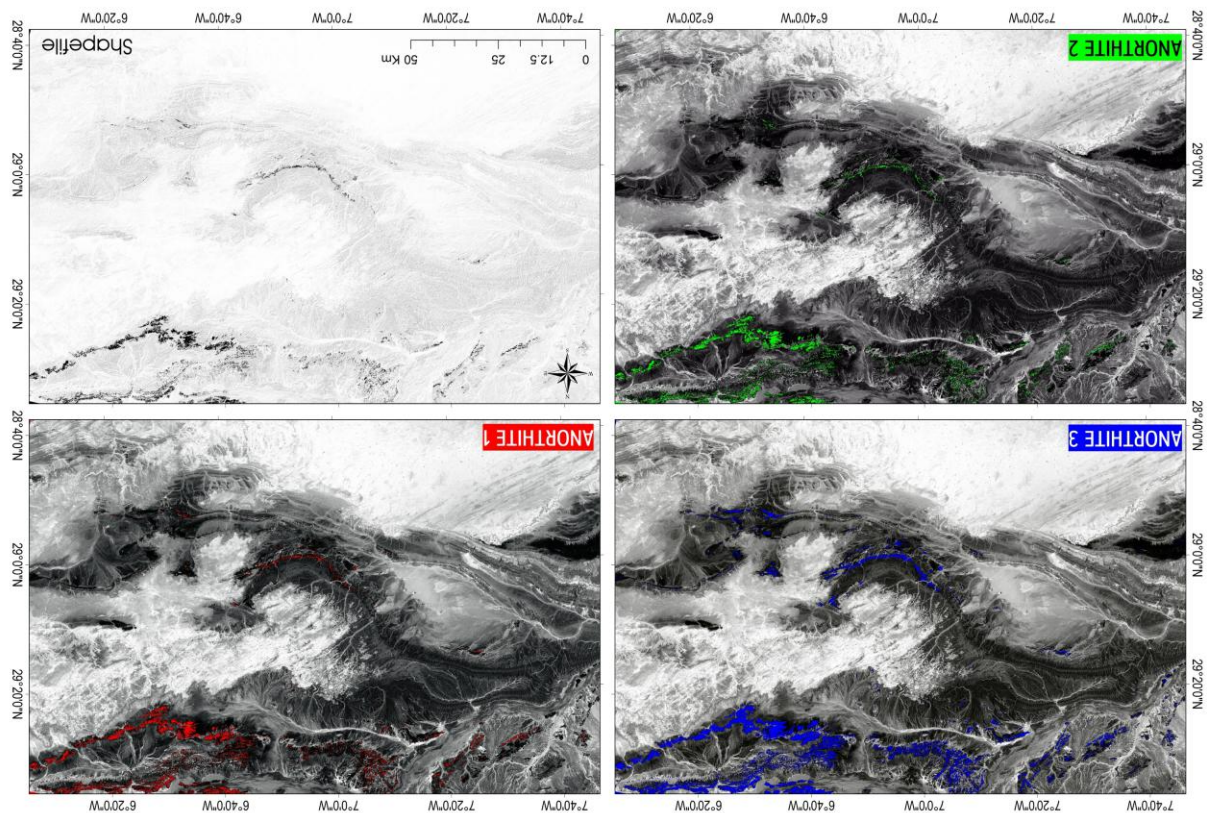


Figure 6.15. Résultats de l'application de la détection semi-automatique par l'angle spectral (Spectral angle mapper) sur l'Anorthite.



6.5. Analyse structurale

Les résultats de la télédétection peuvent nous aider à éclaircir certains aspects de la structuration du bassin de Tindouf. L'analyse du réseau de dykes au nord du bassin montre que les dolérites se sont mis en place dans d'anciennes failles décrochantes, elle montre aussi que ces failles sont parallèles et de direction NE-SO. Le grand dyke de Ksi-Ksou qui affleure près de Béchar s'est mis en place dans une grande faille similaire, et son jeu décrochant est bien visible sur les photos satellites. L'épaisseur des dykes peut changer le long des failles, ceci dû à la réactivation de ces failles au cours de l'orogénèse hercynienne (Figure 6.17). Cette réactivation est à l'origine du jeu décrochant et à l'ouverture de ces failles. Les failles anciennes de direction NE-SO ont joué un rôle très important dans la structuration de l'axe anticlinal Zemoul-Igma. Trois grandes failles sont à l'origine de cette structuration. Deux modèles de structuration ont été proposés par Medaouri (2004) et Saadallah (2004). Le premier, propose un jeu dextre au niveau de deux accidents majeurs ONO-ESE alors que pour le second le jeu de ces décrochements est senestre.

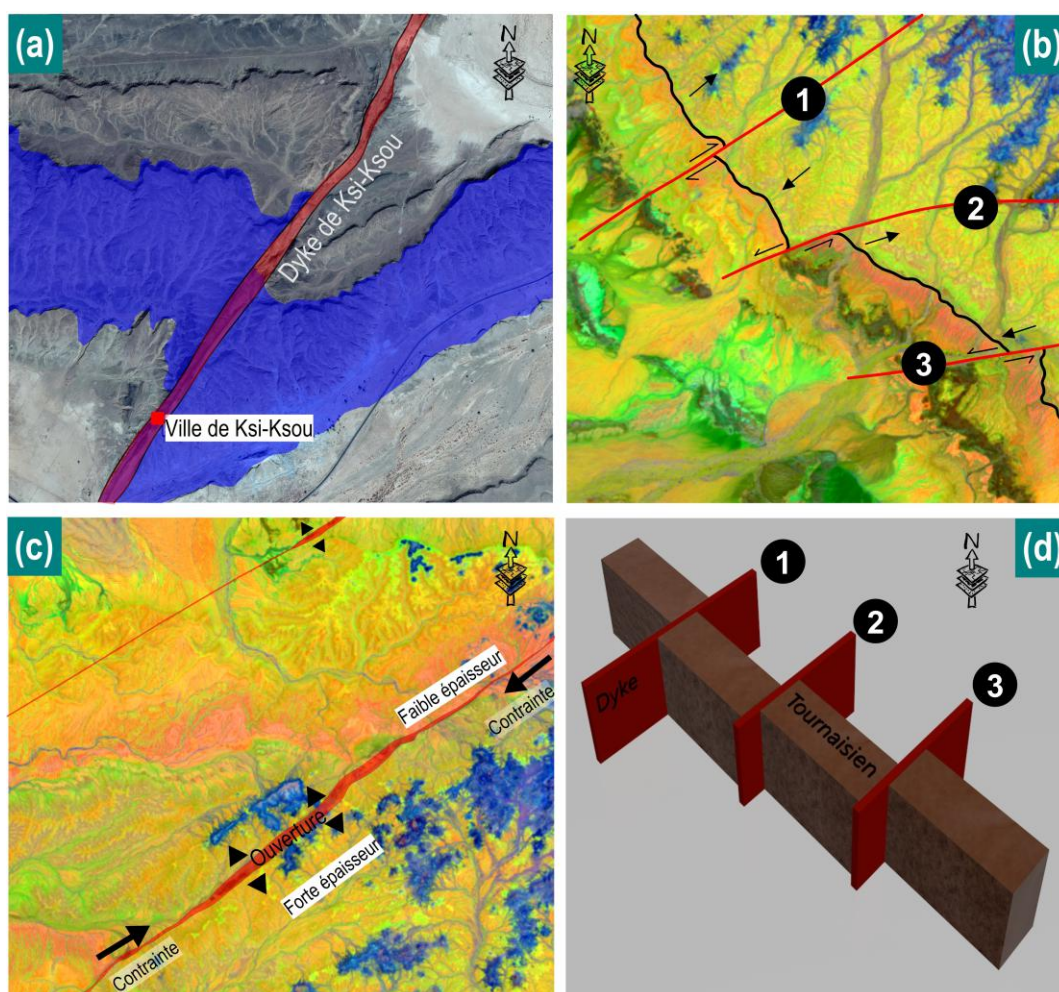


Figure 6.17. Le jeu décrochant des failles au nord de bassin de Tindouf et la mise en place des dykes. (a) le grand dyke de Ksi-ksou occupe une ancienne faille avec un décrochement dextre. (b) réseau de dykes au nord de Zemoul présentant un jeu décrochant dextre pour 1 et senestre pour 2 et 3. (c) ouverture d'une faille suite à l'orogénèse hercynienne et mise en place du magma vers 200 Ma, la variation de l'épaisseur du dyke nous renseigne sur le type de contraintes et leur direction. (d) schéma en 3 dimensions de la segmentation du Tournaisien visible sur l'image (b).

Les failles ONO-ESE ayant un jeu normal, issus de la subduction du craton ouest africain sous le continent avalonien, ont été reprises par les contraintes tectoniques de la phase hercynienne pour leurs attribuer un caractère décrochant dextre.

En effet, ces accidents régionaux ont joué après la structuration de Zemoul-Tinfouchey en un pli anticlinal orienté NO-SE, où ce dernier est bordé au nord et au sud par ces accidents

L'implication de ce pli dans cette bande de cisaillement a causé la dislocation de sa partie orientale en plis-failles avec l'apparition des blocs sigmoïdales (Smeïra-Tinfouchey et Oum el Ksi-Igma) bordés à l'est par des accidents NE-SO montrant un jeu décrochant dextre (Figure 6.18).

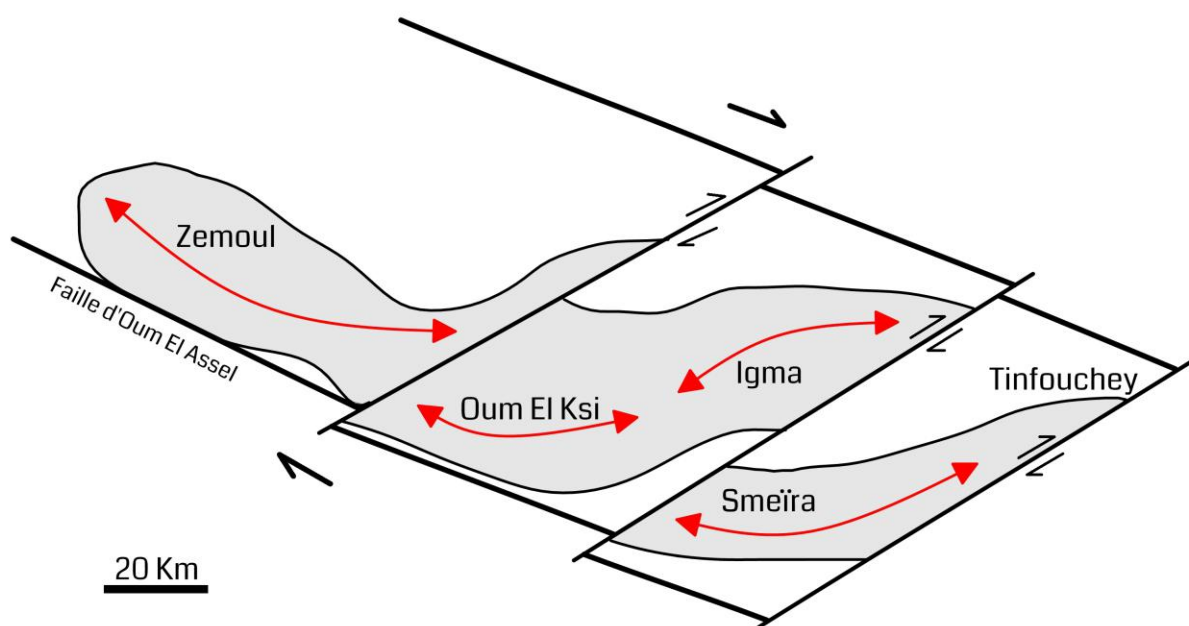


Figure 6.18. Structuration de flanc nord du bassin de Tindouf.

Le flanc sud du bassin de Tindouf ne présente pas une structuration importante, il se présente sous forme d'un monoclinale avec de faibles pendages. Les failles n'ont pas eu une grande influence sur les séries paléozoïques.

6.6. Apport des images Sentinel 2A

Les premières images du capteur Sentinel 2A ont été mises en ligne gratuitement début Novembre 2015. Peu de travaux ont été réalisés sur ces images, mis à part de rares travaux sur la végétation. Malgré la bonne résolution spectrale de ces images, on ne peut pas les utiliser toutes en même temps, le passage de la résolution 20m à la résolution 10m provoque une perte d'information sur une grande partie de l'image, ainsi la résolution 10m peut être utilisée uniquement pour 4 bandes qui sont les trois bandes du visible et une bande du proche infrarouge.

L'application des traitements sur ces images nécessite une connaissance de leurs propriétés, dans notre étude on a utilisé uniquement les compositions colorées sur les bandes de 10m, car notre objectif est de voir l'aspect structural de notre zone d'étude.

La composition B4, B3 et B2 est choisi pour l'affichage en mode RVB (Figure 6.19), l'image montre l'existence de nombreuses failles orientées NE-SO, ces failles ne sont pas visibles sur les images LandSat. Deux cheminées volcaniques ont été localisées à l'ouest d'El Akla.

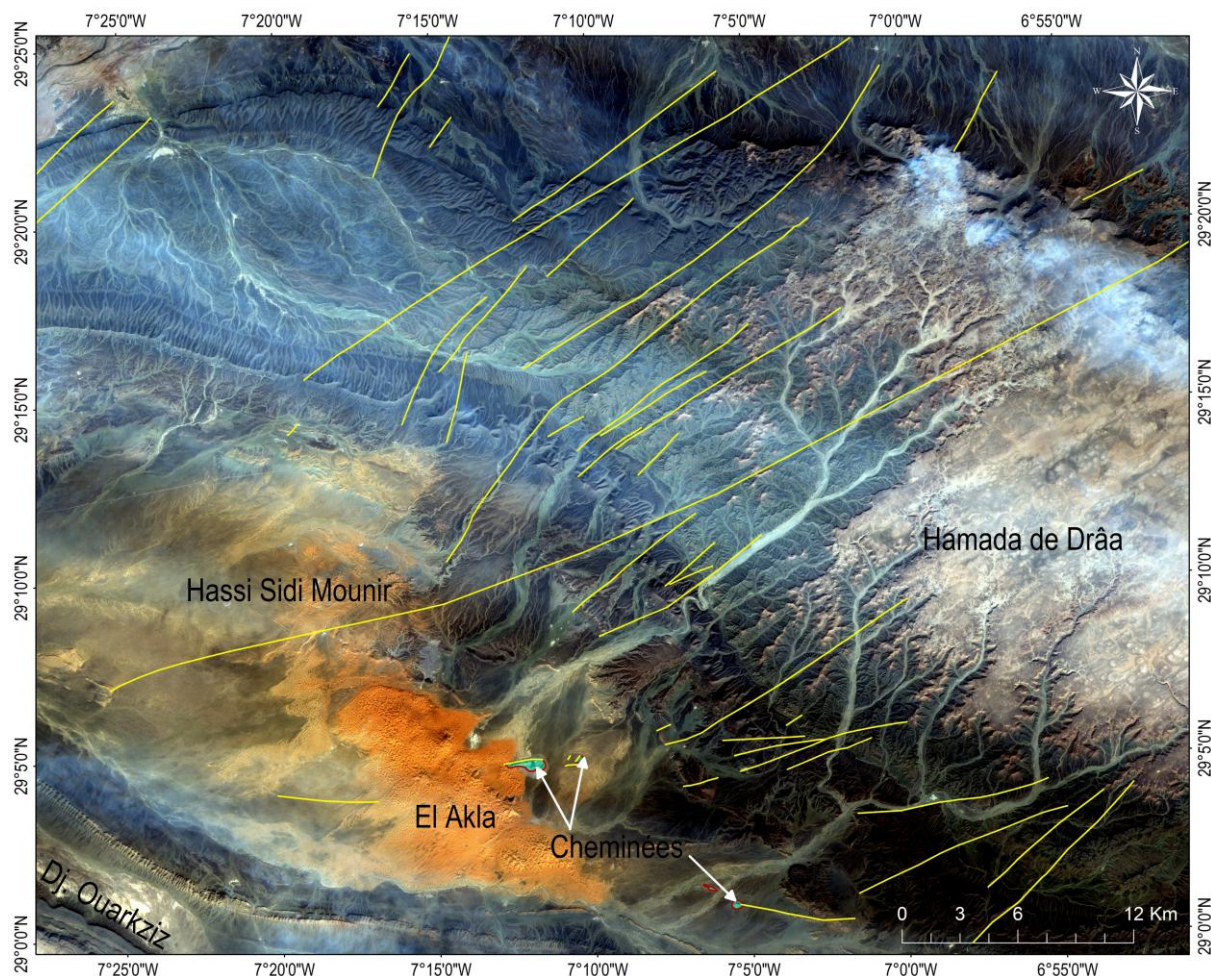


Figure 6.19. Bandes 4, 3 et 2 du capteur Sentinel 2A affichées respectivement en mode RVB. Les failles et les dykes sont représentés en jaune. Les cheminées volcaniques sont représentées en bleu.

Les images Sentinel nous ont apportées de nouvelles informations sur l'aspect structural de la région du flanc nord (Zemoul) avec une résolution de 10m. Le grand volume de ces images et la mémoire qu'elles demandent nous ont obligés à travailler uniquement sur une scène en attendant l'amélioration de ces images à la source. Notons que la version gratuite que l'Agence Spatiale Européenne (ESA) a mis en ligne gratuitement est une version d'essai pour pouvoir améliorer ces images à l'avenir.

6.7. La carte lithostructurale

Les résultats des traitements avancés obtenus dans ce chapitre nous ont permis de réaliser une carte lithostructurale du bassin de Tindouf (Figure 6.20). Ces résultats nous ont permis aussi de réaliser une cartographie précise des dolérites en fonction de leurs caractéristiques géochimiques (groupes 1 et 2) (Figure 6.21).

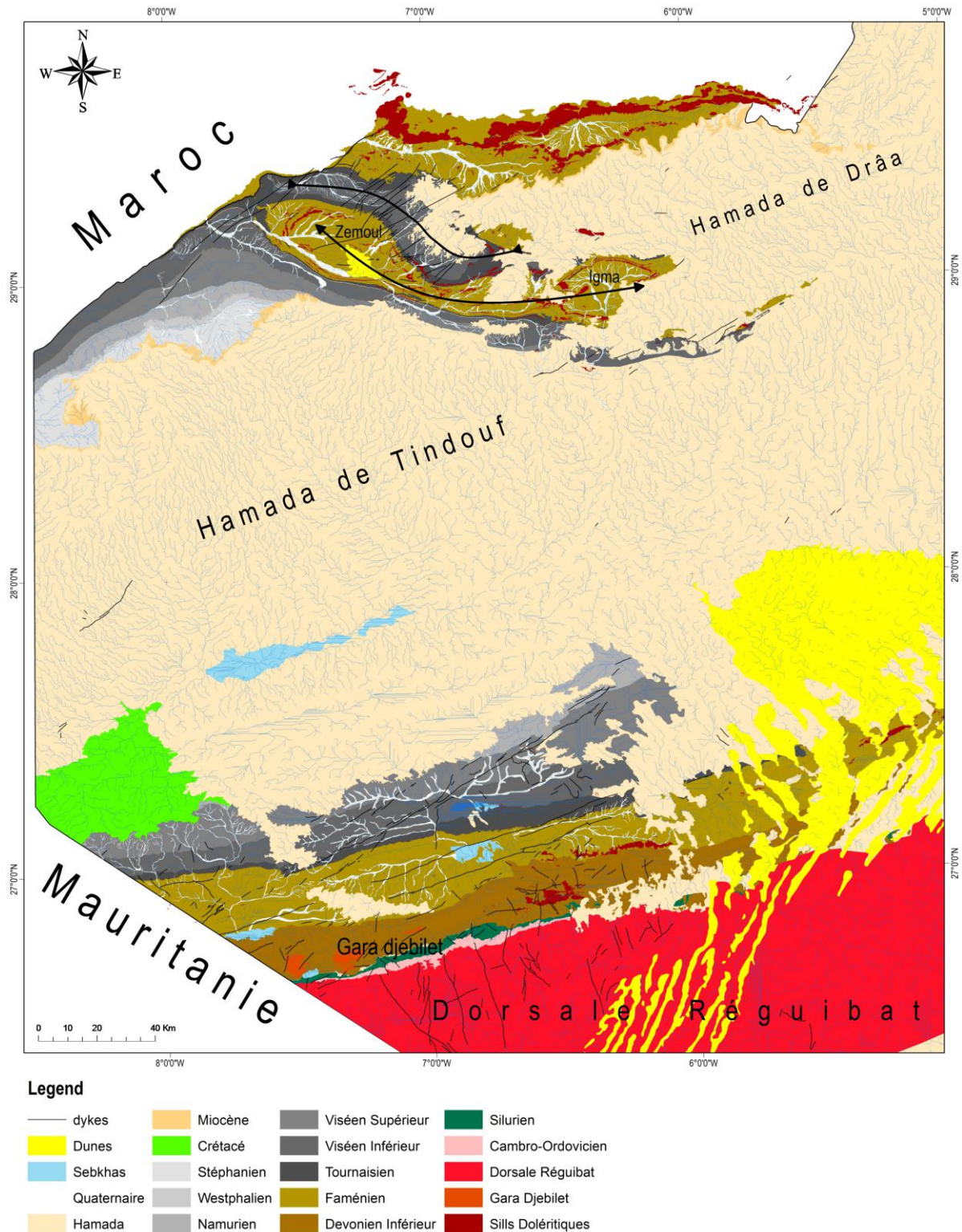


Figure 6.20. Carte lithostructurale du bassin de Tindouf issue des traitements de télédétection.

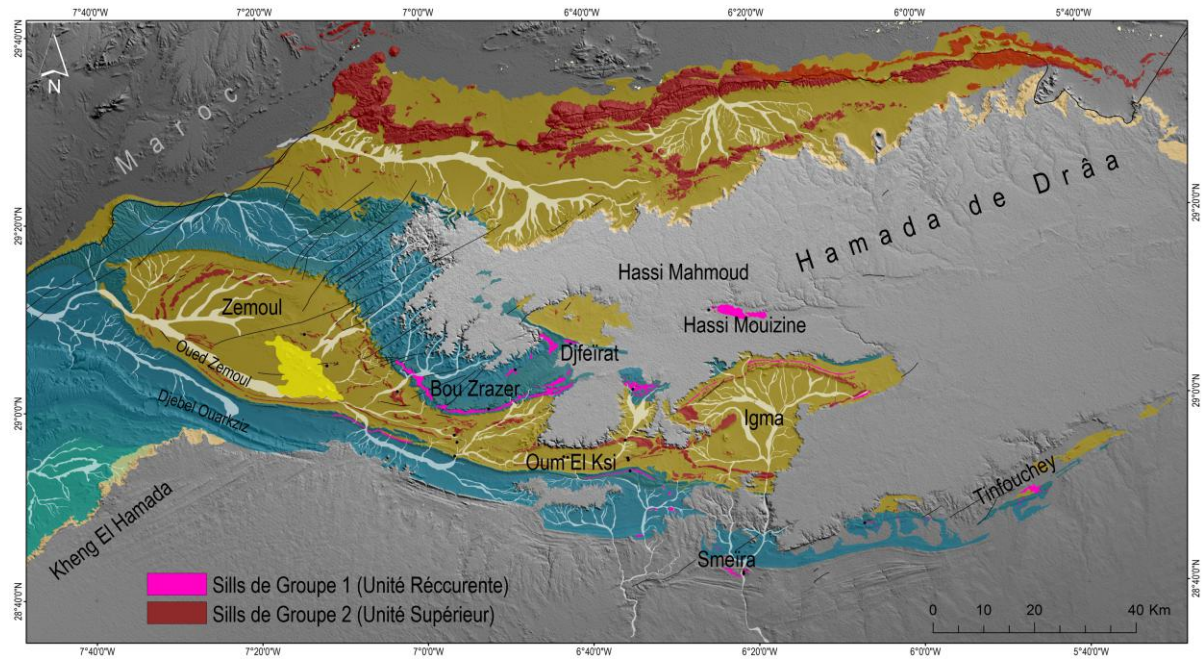


Figure 6.21. Distribution des deux unités de dolérites dans le flanc nord du bassin de Tindouf.

Chapitre VII

Etude aéro-gravimétrique,
données de subsurface et
mode de mise en place

Ce chapitre va comporter les résultats des traitements sur les données aéro-gravimétriques et les essais de reconstitution de l'histoire de mise en place du magmatisme dans le bassin de Tindouf. L'interprétation a été effectuée à l'aide des données de puits ([Chabou, 2008](#)) et des données sismiques ([Kettouche, 2009](#)).

Bellabes ([2003](#)) a réalisé une étude par données gravimétriques sur le bassin de Tindouf, il a mis en évidence grâce aux modèles 2D l'allure générale du socle. Allek ([2005](#)), Allek et Hamoudi ([2008](#)) ont présenté des résultats sur les structures profondes du bassin de Tindouf, où d'importantes informations sur les dolérites ont été données, notamment sur les longs dykes du flanc sud et de la dorsale. Ces informations ne peuvent être obtenues que sur les cartes traitées des anomalies magnétiques. Idres et al. ([2011](#)) ont réalisé une étude du socle sous le bassin de Tindouf, ils ont présenté un modèle 3D de l'allure du socle. Une étude récente ([Boubekri et al., 2015](#)) effectuée sur le Sud-Ouest algérien par les inversions 3D des données magnétiques et gravimétriques, a donné de bons résultats et de nouvelles informations structurales sur la régions.

Concernant la mise en place des dolérites dans le bassin de Tindouf, un seul modèle existe et a été proposé par Chabou ([2008](#)) qui s'est basé sur les anciens travaux réalisés au Maroc ([Knight et al., 2004](#) ; [Marzoli et al., 2004](#) ; [Verati et al., 2007](#)).

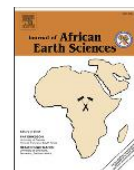
Une partie de ce chapitre concerne la distribution en subsurface des dolérites, ce qui nous permettra d'aborder l'aspect de mise en place de ces dolérites.

Dans un premier temps, nous allons tester l'efficacité des méthodes aéro-gravimétriques pour la cartographie géologique sur l'exemple du gisement de fer oolithique de Gara Djebilet. Ce gisement se prête bien à ce test car le contraste de densité entre le fer et les roches encaissantes permet une bonne discrimination gravimétrique. Cette partie sera présentée sous forme d'un article publié en 2016 dans *Journal of African Earth Sciences* ([Bersi et al., 2016](#)).



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of African Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jafrearsci

Aerogravity and remote sensing observations of an iron deposit in Gara Djebilet, southwestern Algeria

Mohand Bersi^a, Hakim Saibi^{b,*}, Moulley Charaf Chabou^c^a Department of Geophysics, Faculty of Earth Sciences, Geography and Territorial Planning, Houari Boumediene University of Sciences and Technology, BP 32 Al Alia, 16111, Algiers, Algeria^b Laboratory of Exploration Geophysics, Department of Earth Resources Engineering, Faculty of Engineering, Kyushu University, 744 Motooka, Nishi-ku, Fukuoka, 819-0395, Japan^c Université Ferhat Abbas, Sétif 1, Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre, Département des Sciences de la Terre, Campus El-Bez, 19000, Sétif, Algeria

ARTICLE INFO

Article history:

Received 12 June 2015
 Received in revised form
 17 December 2015
 Accepted 4 January 2016
 Available online 5 January 2016

Keywords:

Algeria
 Remote sensing
 Landsat 8
 Gara Djebilet
 Iron ore
 Aerogravity

ABSTRACT

The Gara Djebilet iron ore region is one of the most important regions in Africa. Located in the southwestern part of Algeria at the border with Mauritania, the Gara Djebilet region is characterized by steep terrain, which makes this area not easily accessible. Due to these conditions, remote sensing techniques and geophysics are the best ways to map this iron ore. The Gara Djebilet formations are characterized by high iron content that is especially rich in hematite, chamosite and goethite. The high iron content causes an absorption band at 0.88 μm , which is referred to as band 5 in the Operational Land Imager (OLI) Landsat 8 images. In this study, we integrated geological data, aerogravity data, and remote sensing data for the purpose of mapping the distribution of the Gara Djebilet iron deposit.

Several remote sensing treatments were applied to the Landsat 8 OLI image, such as color composites, band ratioing, principal component analysis and a mathematical index, which helped locate the surface distribution of the iron ore. The results from gravity gradient interpretation techniques, 2-D forward modeling and 3-D inversion of aerogravity data provided information about the 2-D and 3-D distribution of the iron deposit. The combination of remote sensing and gravity results help us evaluate the ore potential of Gara Djebilet. The estimated tonnage of the iron ore at Gara Djebilet is approximately 2.37 billion tonnes with 57% Fe.

© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The iron industry in Algeria has expanded over the last 20 years; the demand for this resource is growing continuously. Algeria has two large deposits of iron, but only the ore of El Ouenza (NE Algeria, 60 million tonnes) is currently exploited. The deposit of oolitic iron at Gara Djebilet represents the largest deposit of iron in the country and in North Africa (1 billion tonnes of iron at a grade of 57% iron, Taib, 2009) but is in an isolated and hardly accessible area. Thus, it was not until the historic visit of the Algerian Prime Minister in July 2013 that mine operations at Gara Djebilet were launched to counter high market demand, especially to supply large Algerian national projects (East-West highway, Algiers Metro, infrastructure and housing projects).

The Gara Djebilet oolitic iron deposit is situated in the

southwest of the Tindouf Basin (Fig. 1) and was discovered by Gevin in 1952. The Gara Djebilet region is characterized by steep terrain, which makes this area not easily accessible (1600 km south of the Algerian Mediterranean coast) as it presents high topography (Fig. 2), and only one track of 200 km connects it with the city of Tindouf. Under such conditions, it is difficult to map accurately; the capacities of this deposit are still estimated by approximation.

Previous estimated of iron tonnage in Gara Djebilet are Matheron (1955): 2.65 billion tonnes (grade of 53–58% Fe); Guerrak (1988): 0.98 billion tonnes (grade of 57% Fe); Marelle and Abdulla (1970): 1.48 billion tonnes (grade of 49–54% Fe); The Ministry of Energy and Mining of Algeria (2005): 0.75 billion tonnes (grade of 58% Fe) (Porter GeoConsultancy, 2015). Ciampalini et al. (2013a,b) used Landsat ETM+ to visualize iron deposits in southwestern parts of Algeria.

Remote sensing techniques using multispectral images can recognize ore deposits (Sabins, 1999), and airborne gravity data analysis allows for detailed mapping of iron deposits. Many authors

* Corresponding author.

E-mail address: saibi-hakim@mine.kyushu-u.ac.jp (H. Saibi).

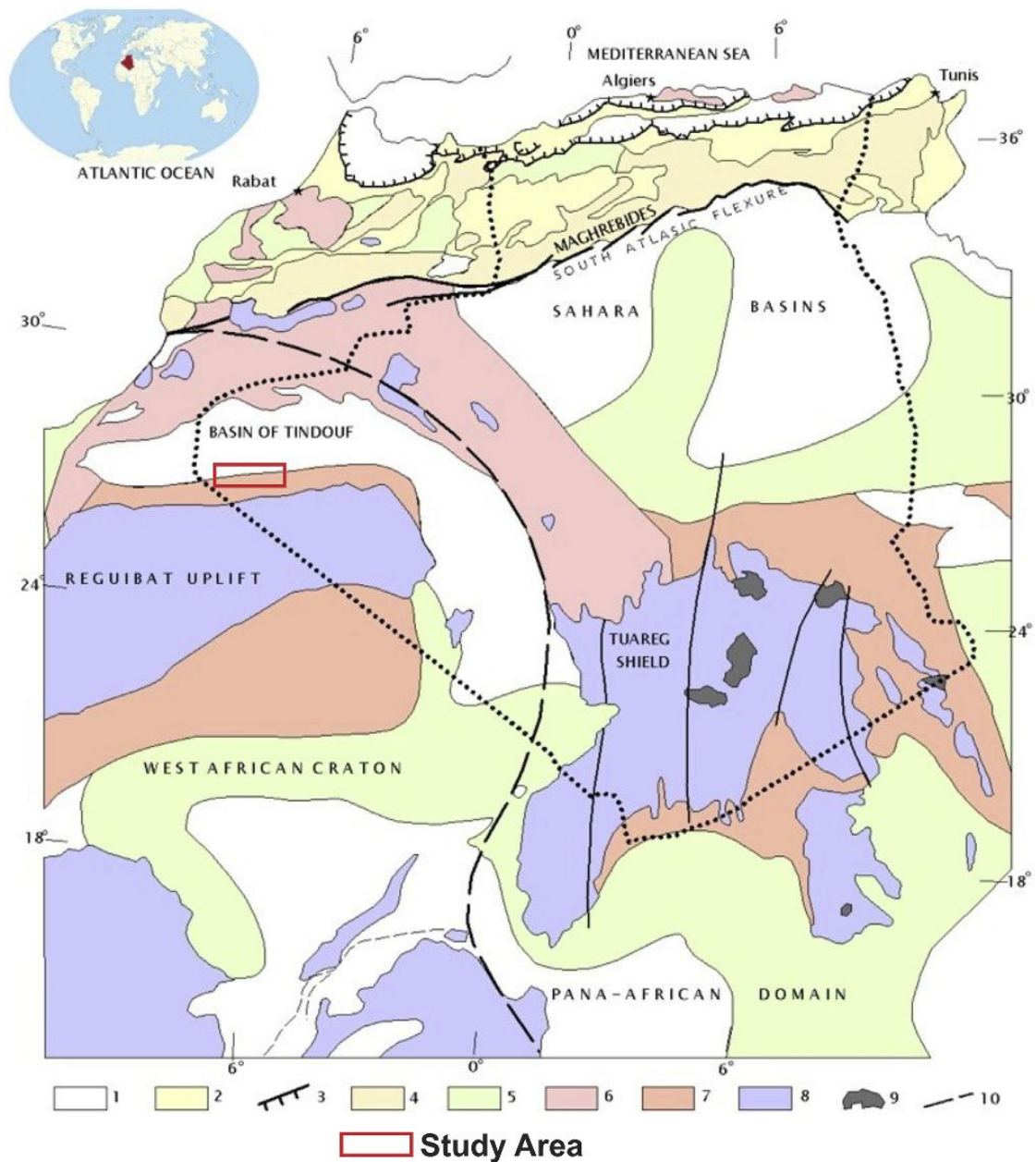


Fig. 1. Major geotectonic units of West Africa, modified from Fabre (1976). 1: Tertiary and Quaternary; 2: Alpine molasse; 3: Tertiary thrust sheet; 4: Secondary tabular; 5: Secondary plication; 6: Primary plication; 7: Primary tabular; 8: Precambrian and Early Cambrian Sahara; 9: Cenozoic magma; 10: Megafault. The study area is located in southwestern Algeria.

have used remote sensing techniques and geophysics separately or combined to map ores in general or iron ore specifically.

Hammer (1945) explained the application of Gauss's theorem to evaluate the mass of a causative body from gravity data. Seguin (1971) discovered iron ore by the gravity method in the central part of the Labrador Trough (Canada). Wang et al. (2012) inverted gravity data to explore mineral deposits in Henan Province (China). Martinez et al. (2013) inverted airborne gravity data for mineral exploration in Quadrilatero Ferrifero (Brazil). Dufrechou et al.

(2015) used gravity data to investigate mineralization in the Bandy gneiss complex (Greenville, Canada), and Woolrych et al. (2015) succeeded in the discovery of the Kitumba iron oxide copper gold deposit using airborne gravity data.

There are several examples of the application of remote sensing technologies in exploring iron ores. Murthy and Mallick (1984) applied Landsat MSS data to delineate the iron-ore-bearing zone in Goa (India). Abulghasem et al. (2011) integrated remote sensing data and magnetic data for iron ore investigation in the western

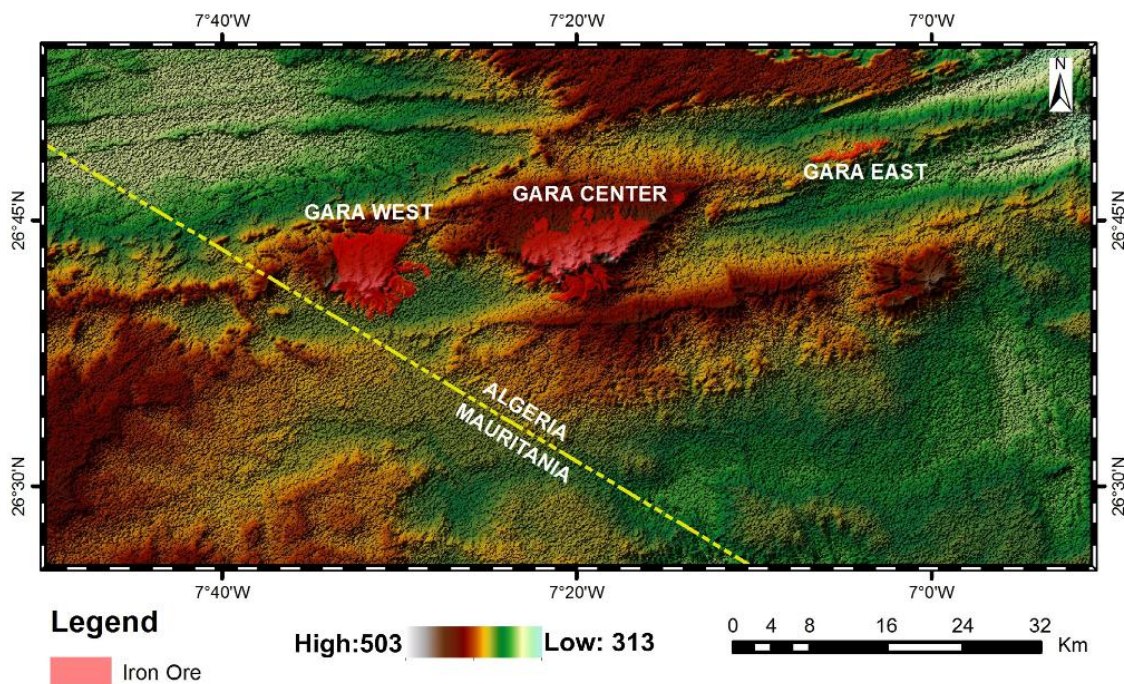


Fig. 2. Digital elevation model of the study area.

part of Wadi Shatti District (Libya). Mouton (2002) combined gravity data and remote sensing data (Landsat 5) to delineate a new iron ore deposit in northern Cape Province (South Africa). Feizi and Mansouri (2013) used ASTER and ETM7+ satellite images to study the iron potential of Qom Province (Iran).

The gravity method has a unique advantage for iron ore investigation as it responds directly to the density contrast between high-density iron ore and low-density surrounding rocks. Thus, deposits of high-density iron ore yield gravity highs. In addition, the gravity technique enables an estimation of the total mass responsible for such gravity anomaly.

The main objective of this study is to evaluate the potential of the Gara Djebilet iron ore using two different data sets, the first consisting of OLI Landsat 8 images and the second consisting of airborne gravity data.

The images from Landsat 8 of the Gara Djebilet area (Path/Row number 201/41) include this scene imaged on August 2, 2014 taken from the Landsat 8 satellite and acquired from <http://earthexplorer.usgs.gov>.

The airborne gravity data set consists of gravity data downloaded from <http://bgi.omp.obs-mip.fr> and provided by the BGI (International Gravimetric Office). These data were used to understand thickness and volume of the gravity source (iron ore) responsible for such high gravity anomalies.

Image processing techniques (color composites, band ratioing, principal component analysis and indexes) and gravity analysis (Bouguer anomaly, analytic signal, tilt derivative, 2-D modeling and 3-D inversions of gravity data) were used, and pertinent results were obtained. Remote sensing contributed to surface recognition of the iron ore distribution, and gravity analysis allowed us to detect the depth extent of the iron ore distribution and to estimate the total tonnage, which is approximately 2.37 billion tonnes (57% Fe).

2. Geological setting

The Gara Djebilet iron ore deposit is located in the southern flank of the Tindouf basin (Southwestern Algeria), and belongs to the North African Palaeozoic oolitic ironstone belt, extending more than 3000 km from Zemmour (Mauritania) to Libya, containing ironstones of Ordovician, Silurian and Devonian age (Guerrak, 1988, 1991).

The Tindouf basin is a large (120,000 km²) elongated WSW–ENE-trending syncline bordered by the basement of the Reguibat shield (Yetti-Eglab massif) in the South, the Anti-Atlas in the North, the Reggane basin and the Ougarta range in the east and the El Aïoun basin and the Mauritanides belt in the west. On the southern flank of the Tindouf basin, the Paleoproterozoic basement (2.21–2.07 Ga) of the Yetti-Eglab massif (Peucat et al., 2005) is covered by up to 2000 m succession of Upper Ordovician to late Carboniferous rocks (Gevin, 1960; Guerrak, 1988; Bitam et al., 1996) (Figs. 3 and 4). The sedimentary succession begins with the Upper Ordovician glaciogenic sandstones (Gevin and Mongereau, 1968) of the “Gheziane formation”. It is followed by the Silurian shales of “Sebkha Mabbes formation”. Early Devonian sediments, known as “Gara Djebilet formation”, consist mostly of sandstone with shale intercalations. It is divided into two members: the lower “Grès de Djebilet” member of Lockhovian-Pragian age, and the upper “Grès supra-minéraux” member of Emsian age. Middle Devonian sediments (Oued Talha formation) are mainly composed of shales (lower “Oued Talha” member, Eifelian) and limestones (upper “Kerba Tsabia” member, Givetian). Upper Devonian (Kereb En Naga formation) comprises Frasnian siltstones (Oued Rhazzal member) and Famennian shales (Oued Slouguia member) which hosts the Mecheri Abdelaziz oolitic iron deposit, located 250 km in the East of Gara Djebilet (Guerrak and Chauvel, 1985). The Carboniferous comprises 4 formations: shales and limestones of Tournaisian (Kreb

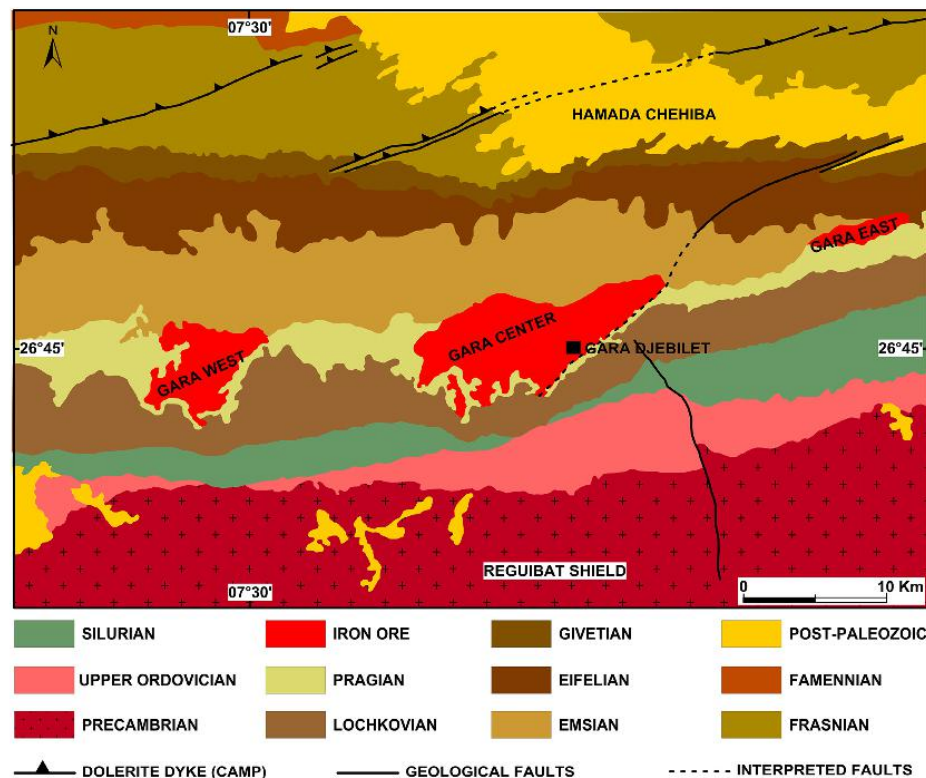


Fig. 3. Geologic map of the Djebilet area.

es Slougua formation), lower Visean (Krebs Sefiat formation) and upper Visean (Ain el Barka formation) age; finally, the succession ends with shales, sandy shales and sandstones of Namurian and Westphalian age (Hassi Aoulouel formation).

A few isolated long dolerite dykes, WSW-ESE trending, crosscut the entire Paleozoic terrains of the area, and are part of the ~201 Ma Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) (Chabou et al., 2007, 2010). These dykes are probably responsible of the metamorphism of the Gara Djebilet oolitic iron ore (Fabre, 2005). In some area, dolerite sills of the CAMP intruded the Upper Devonian, and the few exploration wells drilled in the southern limb of Tindouf basin have also found dolerites lying directly on the basement or interbedded with the Upper Ordovician sandstones (Chabou et al., 2007).

The Cenozoic in the study area is represented by the Hamada of Kereb Cheheiba and the Quaternary by the large sand dunes of the "Erg Iguidi".

The chronological deposits of these formations can be synthesized by a stratigraphical column (Fig. 4).

3. Iron ore deposits of Gara Djebilet

The oolitic iron ore of Gara Djebilet is interbedded within the Early Devonian sediments (Gara Djebilet Formation), located at the lower and upper members boundary, between Pragian argillaceous sandstones of Lower "Grès de Djebilet" and Emsian conglomerates/sandstones of the Upper "Grès supra-minéraux" (Guerrak, 1988). Three main separate deposits were recognized throughout the area: Gara West (14 km length, 4 km width, 30 m thick), Gara

Center (20 km length, 5 km width, 30 m thick) and Gara East (7 km length, 1 km width, 9 m thick) extending West-East for about 60 km (Guerrak, 1988) (Fig. 3). The deposits are preserved as mesas of flat lying (1.5–2° north dipping) oolitic ironstone lenses interbedded with predominantly argillaceous and sandy sediments. According to Guerrak (1988), the main iron ore body can be subdivided into three zones: (1) the Lower non-magnetitic ore (3–10 m thick, Fe = 54.6%), containing chamosite, siderite, hematite, goethite, apatite, quartz; (2) the Magnetitic ore (6–10 m thick, Fe = 57.8%), which corresponds to the main economic ore, contains magnetite, maghemite, chamosite, siderite, hematite and apatite; and (3) the Upper non-magnetitic ore (4–12 m thick, Fe = 53%) with goethite, chamosite, hematite, siderite, and apatite.

4. Remote sensing analysis

The Landsat 8 image covering the area of Gara Djebilet was calibrated and resized to the zone of interest. A series of grayscale visualizations were performed on the 6 bands (2, 3, 4, 5, 6 and 7) to obtain the reflectance values and the tint of the iron formations in all bands. This operation allows us to choose the best ratios and to define the iron ore index.

Band Sharpening is a technique that combines highly resolved, panchromatic data with low resolution, multispectral data. This fusion creates a product with the spectral characteristics of the multispectral data, while maintaining the spatial resolution of the panchromatic image (Vrabel, 1996). We employ the Color Normalized (CN) spectral sharpening technique to create the multispectral data with high spatial resolution, which has been

AGE	FORMATION	THICKNESS (m)	LITHOLOGY
NAMURO-WESTPHALIAN	HASSI AOULEOUEL	350	SANDY SHALES, FINE SANDSTONES
			SHALES
VISEAN	AIN EL BARKA	600	SHALES, LIMESTONES AND DOLOMITES
			ANHYDRITE
			SHALES AND LIMESTONES
	KERB ES SEFIAT	310	SHALES AND LIMESTONES
TOURNAISIAN	KERB ES SLOUGUIA	80-160	SHALES AND LIMESTONES
FAMMENIAN	KERB EN NAGA	100-140	SILTSTONES AND SHALES
	OUED GHAZAL	100-150	ARGILLACEOUS SILTSTONES
FRASNIAN	OUED TSABIA	80-160	SHALES SILTSTONES AND LIMESTONES
GIVETIAN	OUED TALHA	40-100	LIMESTONES AND SHALES
EIFELIAN			
EMSIAN			
PRAGIAN	DJEBILET	50-100	SILTSTONES AND SANDSTONES
LOCHKOVIAN			
SILURIAN	SEBKHA MABBES	80-200	SHALES
CAMBRO-ORDOVICIAN	GHEZZIANE	0-70	SANDSTONE
PRECAMBRIAN	YETI-EGLAB	-	GRANITE

Fig. 4. Synthetic stratigraphical column of Gara Djebilet (modified from Guerrak, 1988).

demonstrated to be effective in previous work (Vrabel et al., 2002).

The OLI panchromatic band (0.50–0.68 μm) has been used to sharpen the resolution of the 6 bands (Roy et al., 2014). The sharpened bands are used to make a natural light color composite corresponding to bands 4, 3 and 2 displayed in RGB mode. The composite of bands 6, 5 and 4 obtained from sharpened bands was

used to enhance the visualization of iron high-content zones. The iron ore presented a high content of iron, especially the hematite (Guerrak, 1988); it caused high absorption in the near infrared channel and in the far infrared channel (Clénet et al., 2010), corresponding, respectively, to band 5 and band 6 in the Landsat 8 sensor (Roy et al., 2014).

Ratioing is a processing technique where reflectance values in one channel are divided by values for the same pixel in another channel (Prost, 2014). The 4/5, 5/6 and 6/7 ratios are used to differentiate between the iron ore and the neighborhood formations. These three ratios initially have a 30-m resolution, but using the sharpening operation by the panchromatic band (band 8), the resolution is improved to 15 m. Principal component analysis (PCA) is used to reduce the number of initial data by eliminating redundancies. It allows for linear transformations of a large number of inter-correlated variables to obtain a limited number of uncorrelated components (Vogt and Tacke, 2001). This transformation provides a reduced number of channels while maintaining the maximum amount of information (Dronova et al., 2015). Investigation into the correlation coefficients displayed as radar shows that the PC4 component is the most correlated with the other bands (Fig. 5); this component will be used for display with the ENVI color table.

4.1. Color composites

The natural light composite (Fig. 6) shows the iron ore with a dark shade, which is due to the absorption of the electromagnetic

radiation in this range by the high ferric iron content. Two different zones can be observed in the iron ore area. The first is highlighted in dark red and corresponds to low iron content. The second is highlighted in dark blue and corresponds to high iron content. The false color composite of B6, 5 and 4, displayed in RGB mode and sharpened with the panchromatic band, shows the boundaries between the iron ore and the Paleozoic formations (Fig. 7). The iron ore is well highlighted, appearing in a dark blue color. The Devonian formation appears in red.

4.2. Band ratioing

The ratioing process depends on the spectral response of the different land classes in the 6 OLI multispectral bands. The most important differentiation between the iron ore and the surrounding formations is observed in the range between band 4 and band 7 (0.66–2.29 μm). The ratios 4/5, 5/6 and 6/7 were chosen, respectively, for an RGB display (Fig. 8).

In band 4 (0.64–0.67 μm), the iron formations absorb little, unlike in bands 5 and 7, where the iron formations readily absorb more electromagnetic radiation than the surrounding formations (Fig. 9). The 4/5 ratio presents high values for the iron ore (near 1),

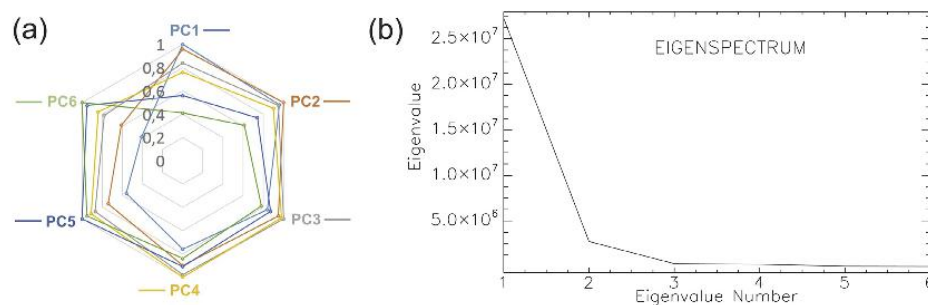


Fig. 5. (a) Radar showing correlation coefficients. PC4 is the most correlated with the other PCs. (b) Eigenvalues spectrum showing the maximum information contained in the first three components.

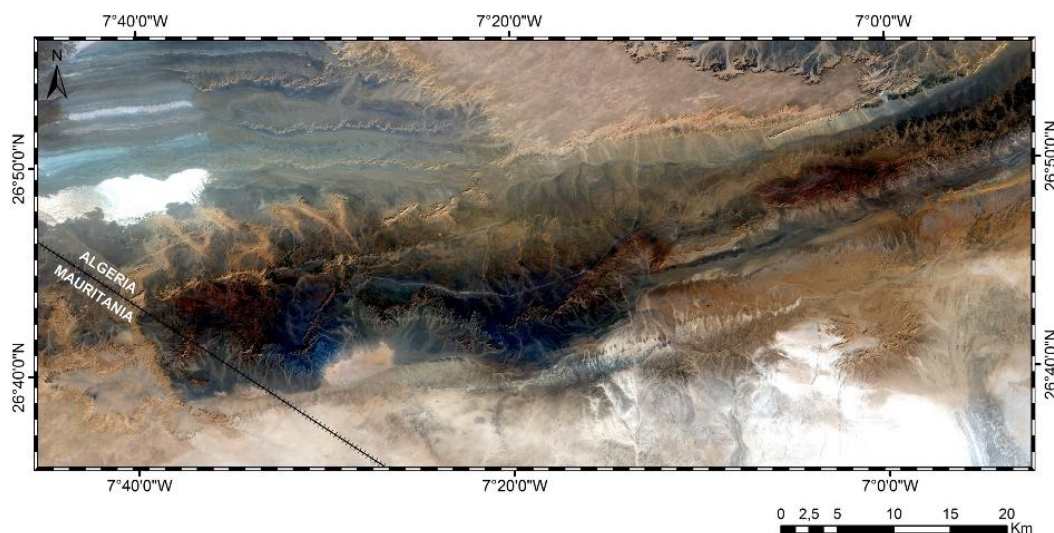


Fig. 6. Natural light composite of the Djebilet area. The OLI panchromatic band (0.50–0.68 μm) has been used to sharpen the resolution of the red, green and blue bands. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

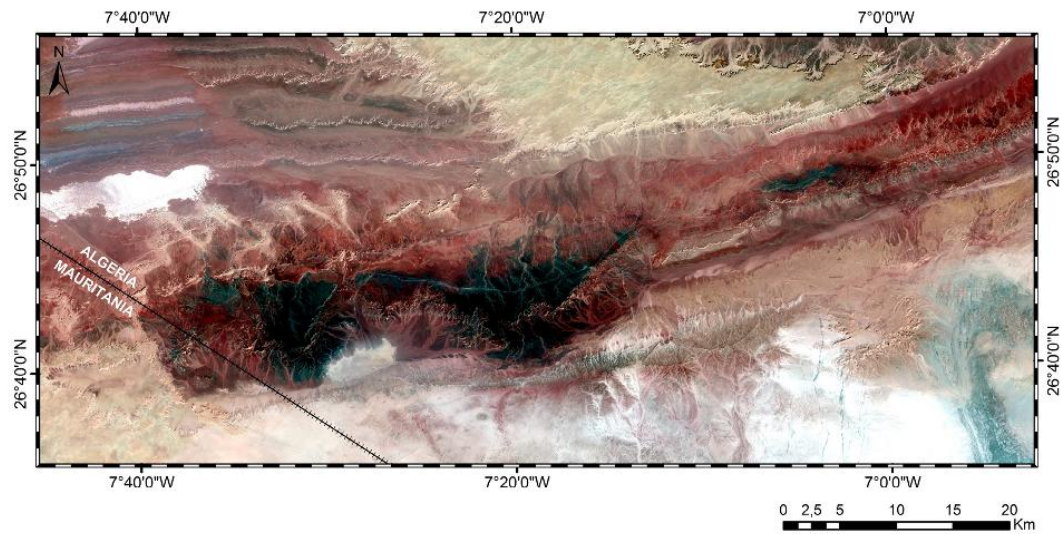


Fig. 7. False color composite using bands 6, 5 and 4 displayed in RGB mode, respectively. The iron ore corresponds to the deep blue zone. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

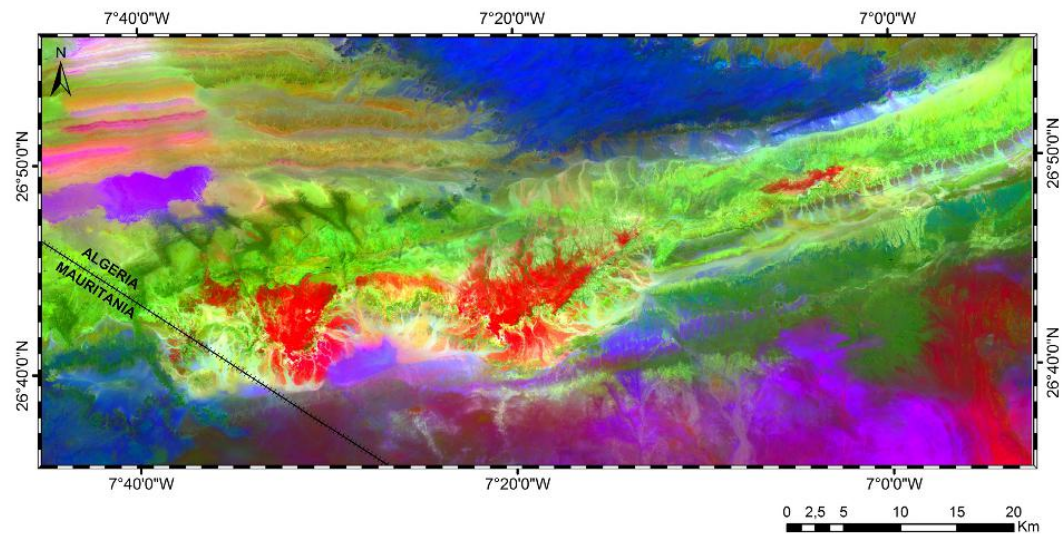


Fig. 8. OLI band ratios 4/5, 5/6 and 6/7 displayed, respectively, in RGB mode. The reddish zone corresponds to the high iron content.

while the other formations present values less than 1. The iron ore is highlighted with a red color.

The same ratios are pan-sharpened using panchromatic bands; the new ratios are displayed in RGB mode. The iron ore is well highlighted with a deep green color (Fig. 10); geologic features and the hydrographic network are best observable in this image with a 15-m resolution.

4.3. Principal component analysis (PCA)

PCA can be useful for reducing data redundancy, suppressing data noise, or enhancing particular patterns. Most of the variability

in the original variables is detected in the first few PC (Yang, 2009). PCA imagery is very useful in geological recognition. The covariance matrix is used in this transformation. The 6 multispectral bands are used (2–7); correlation coefficients are displayed in a radar plot (see Fig. 5), and this figure shows that the fourth component (PC4) is the most correlated with the other components. Ciampalini et al. (2013a,b) revealed that PC4 usually contains spectral/lithological information; this component is used to display in rainbow colors using the ENVI color table (Fig. 11). In this figure, we can distinguish three levels of iron content, with the first one in red corresponding to high iron content, the second level in orange corresponding to medium iron content and the last one in yellow corresponding to

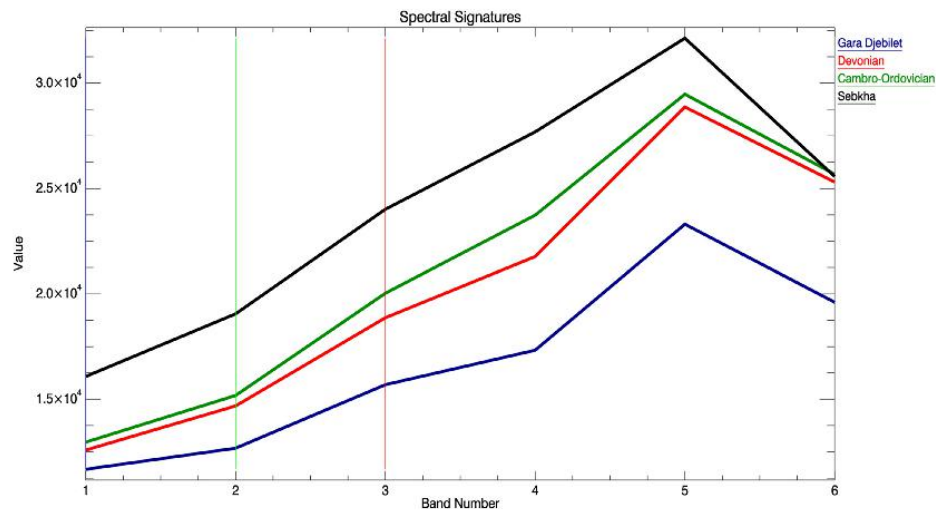


Fig. 9. Spectral signature of the Gara Djebilet deposit and surrounding formations.

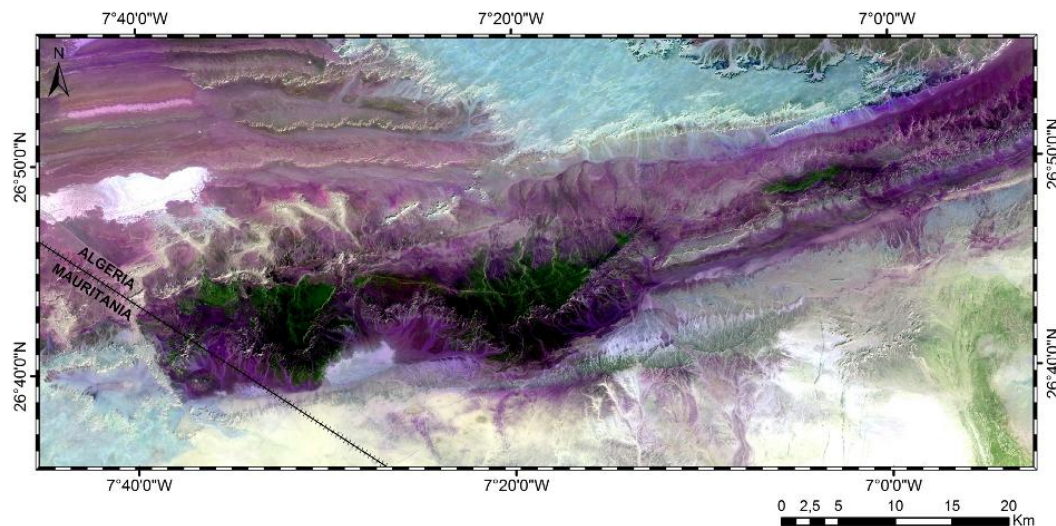


Fig. 10. OLI pan-sharpened ratios 4/5, 5/6 and 6/7 displayed, respectively, in RGB mode. The high iron content corresponds to the deep green zone. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

low iron content. PC4, PC3 and PC2 displayed in RGB mode, respectively (Fig. 12), proved the best composite to highlight iron ore; the iron formations are in white, and boundaries are well observable.

4.4. Iron ore index

Indexes are mathematical operations applied to bands on satellite images. Operations include addition, subtraction and division. Indices have recently proved most useful in geological and environmental studies. Hassani et al. (2015) performed the index of water surfaces (IWS) using Landsat 7 ETM+ images. The main objective of the iron ore index is to make iron mapping easier. The index consists of applying mathematical equation (1) to a Landsat 8

image. The first step is to visualize the spectral behavior of iron ore formations and nearby formations and classify radiometric intervals for each formation. The second step is to find specific radiometric intervals for the iron ore, in this area usually corresponding to absorption bands in the range of 0.88–2.27 μm . The intervals where the iron ore and surrounding formations have the same spectral behaviors are not used to perform the iron ore index. We note that in the visible range, the Sebkhias and Reguibat formations have high reflectance values, which cause confusion with the iron ore formations when dividing; therefore, only the near infrared channels were used. The final step consists of choosing the optimum combination of these three bands (bands 5, 6 and 7). The iron ore absorbs electromagnetic radiation in band 5 (Escadafal, 1994; Mathieu et al., 1998; Ciampalini, 2013a, b; Pirie et al., 2005)

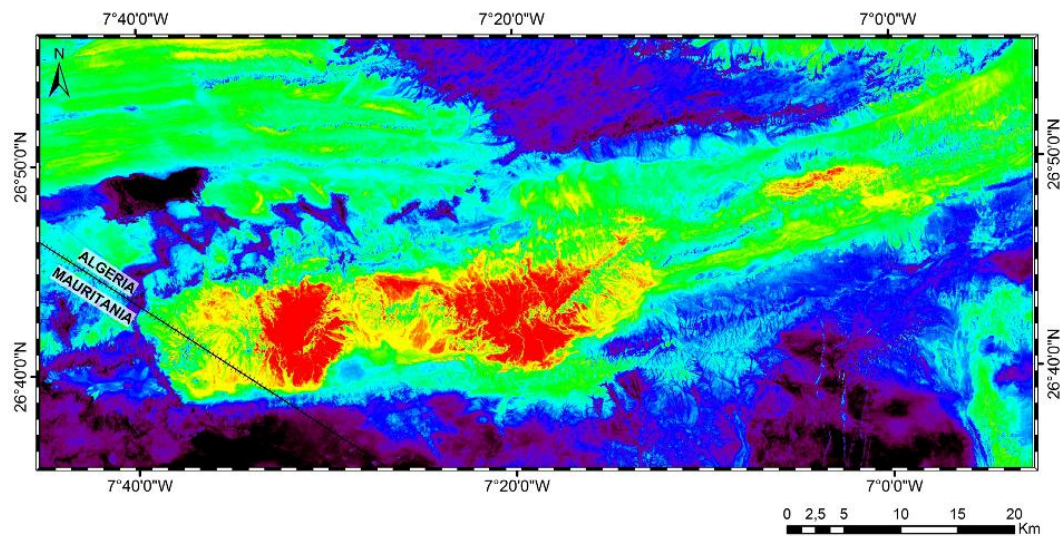


Fig. 11. PC4 displayed in rainbow colors using the ENVI color table. In this figure, we can distinguish three levels of iron content: the first level in red, corresponding to high iron content; the second level in orange, corresponding to medium iron content; and the last level in yellow, corresponding to low iron content. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

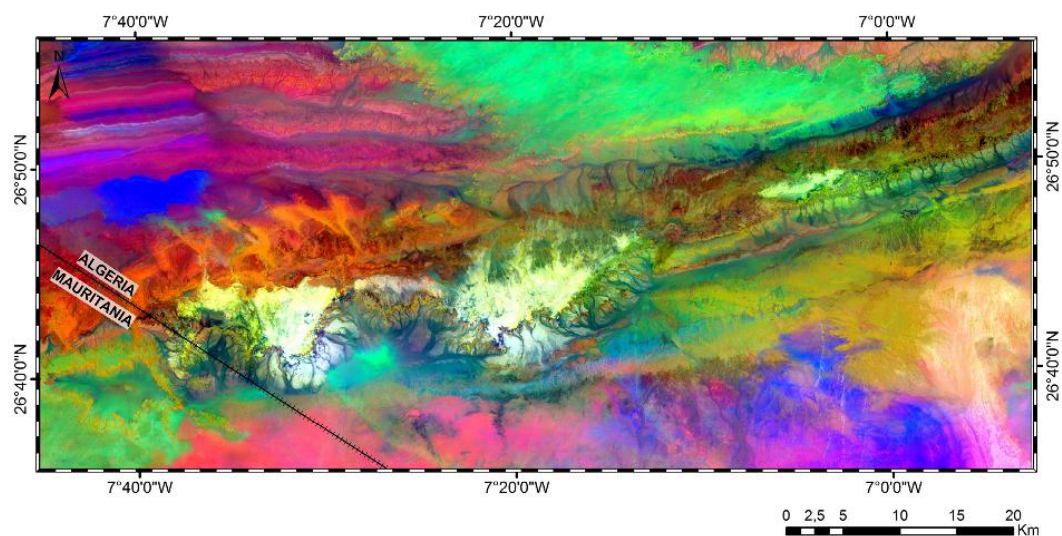


Fig. 12. PC4, PC3 and PC2 displayed in RGB mode, respectively. The white zone corresponds to the iron deposit.

and absorbs less in bands 6 and 7. The Paleozoic formations absorb electromagnetic radiation in band 7 due to clay mineral enrichment. Dividing band 6 by band 5 shows the iron ore in a dark color and the other formations in gray shades. Multiplying band 6 by 2 increases the range between iron ore values in bands 6 (B6) and 5 (B5), and the iron ore will present low values displayed as a black color in this new channel. The iron ore in this new channel is not the only formation displayed in black as the Sebkhia and Reguibat formations are also in black. To solve this, we must subtract their formations by applying some additional operations. The Sebkhia and Reguibat formations are well highlighted by dividing band 5 by

band 7 (B7), and when multiplying the numerator by 3, these formations will appear in black. The last operation consists of subtracting $3 \cdot B5/B7$ from $2 \cdot B6/B5$. The final result (Fig. 13) shows the iron ore in black and all other formations in white, and a simple vectorization of the obtained raster image gives us the shape of the iron ore, and the perimeter and area are easily obtained from GIS software.

The application of mathematical operations to the bands allows the creation of neo-channels with the objective of highlighting the iron ore. Addition, subtraction and division have been used to define the iron ore index as follows:

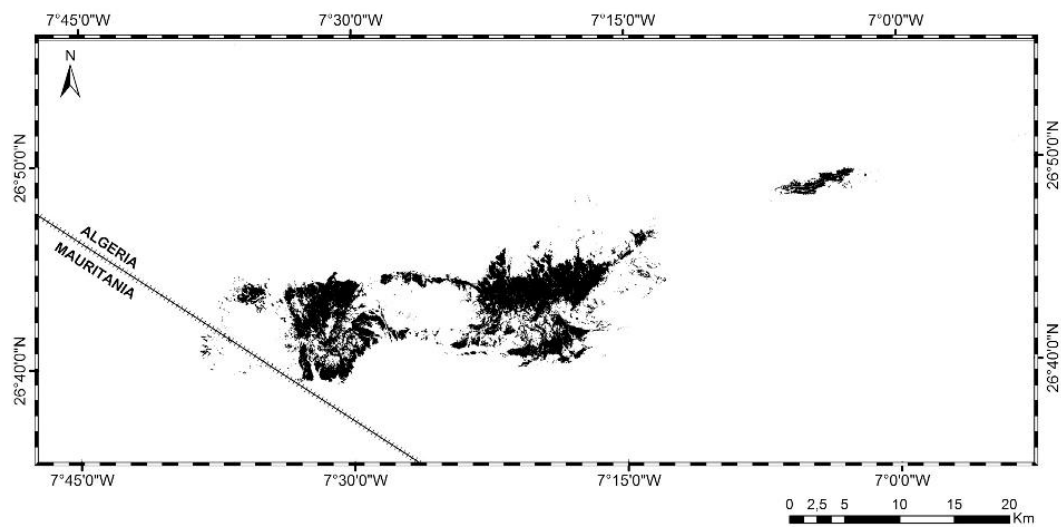


Fig. 13. Iron ore index. The iron ore is in black, and all other formations are in white.

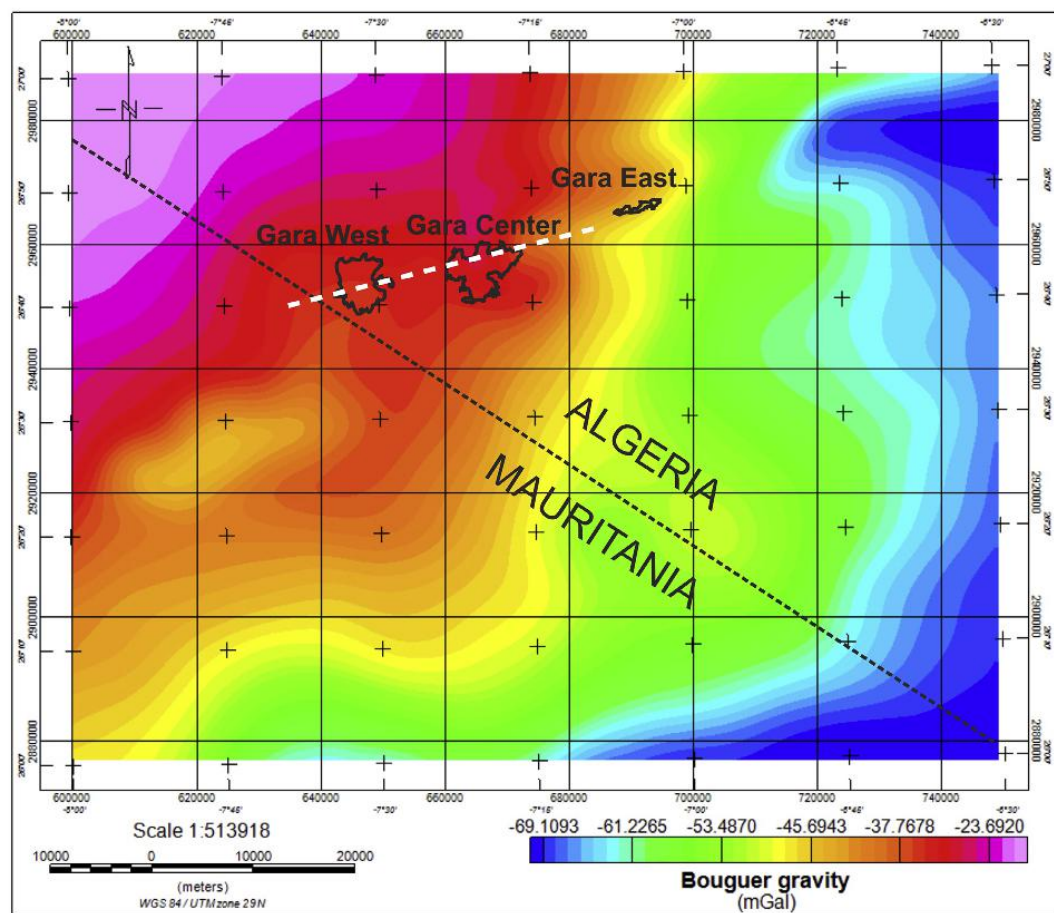


Fig. 14. Bouguer gravity anomaly map (mGal) of the study area with the location of the profile for 2-D forward gravity modeling in white-dashed line.

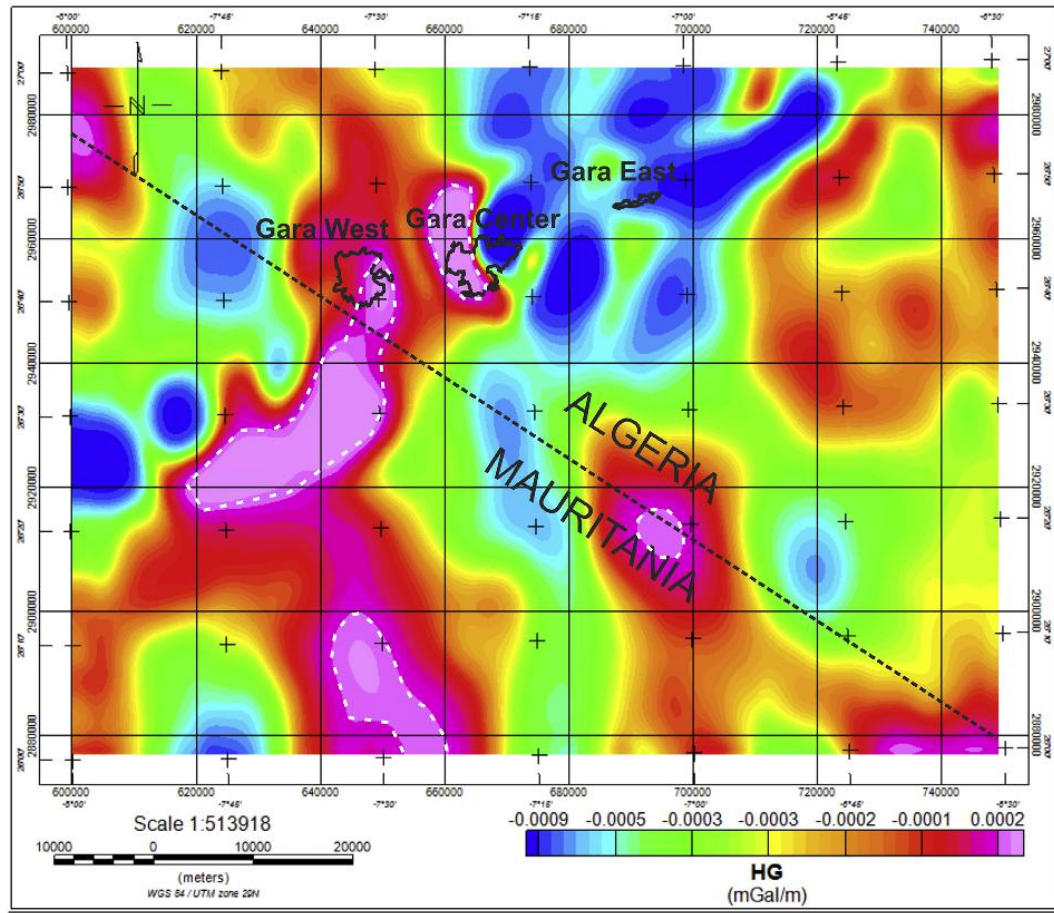


Fig. 15. Horizontal gradient map of gravity data. White dashed line indicates the limits of the high HG values interpreted as high-density rocks.

$$\text{Iron ore index} \rightarrow \left[\frac{2 \times B6}{B5} - \frac{3 \times B5}{B7} \right] \quad (1)$$

5. Gravity data analysis

The gravity dataset is composed of 864 gravity measurements and is derived from the Earth Geopotential Model EGM2008 provided by the National Geospatial Intelligence Agency (Bonvalot et al., 2012). The data were already corrected for elevation and topographic effects, and a Bouguer density of 2.67 g/cm^3 was used to calculate the Bouguer gravity. The Bouguer gravity data range between -69 and -20 mGal (Fig. 14). The grid size of the data is 100 m and the line spacing is 4 km .

In general, the Bouguer gravity increases from SE to NW. The high Bouguer gravity in the NW of Gara Djebilet is due to the uplift of basement rocks in southern of Tindouf Basin.

A very high local anomaly is observed at Gara Center, and high anomalies are seen at Gara West and Gara East (Fig. 14). The local high Bouguer gravity anomalies explain the high density underground just below the anomalies.

Many gravity data interpretation methods have been developed

over the last three decades to determine the location of gravity sources, which helps in geological interpretation. The gravity interpretation methods we use here are: Horizontal Gradient (HG), Analytic Signal (AS), and Tilt Derivative (TDR). The different derivative methods were applied after upward continuation of the gridded Bouguer gravity data by 2000 m to avoid artifacts.

A 3-D inversion of gravity data was also performed to show the underground density distributions in the study area.

5.1. Horizontal gradient

The HG method has a characteristic to locate density contrast boundaries from gravity data (Grauch and Cordell, 1987; Fedi and Florio, 2001) and can delineate shallow and deep gravity sources. Maxima in the HG indicate the location of faults or contacts. The equation of the HG (Cordell and Grauch, 1985) is given as:

$$\text{HG} = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}, \quad (2)$$

where g is the gravity field observed at (x, y) , and $\partial g / \partial x$ and $\partial g / \partial y$ are the two horizontal derivatives of the gravity field in the x - and y -directions. The results of the HG of gravity data for Gara Djebilet

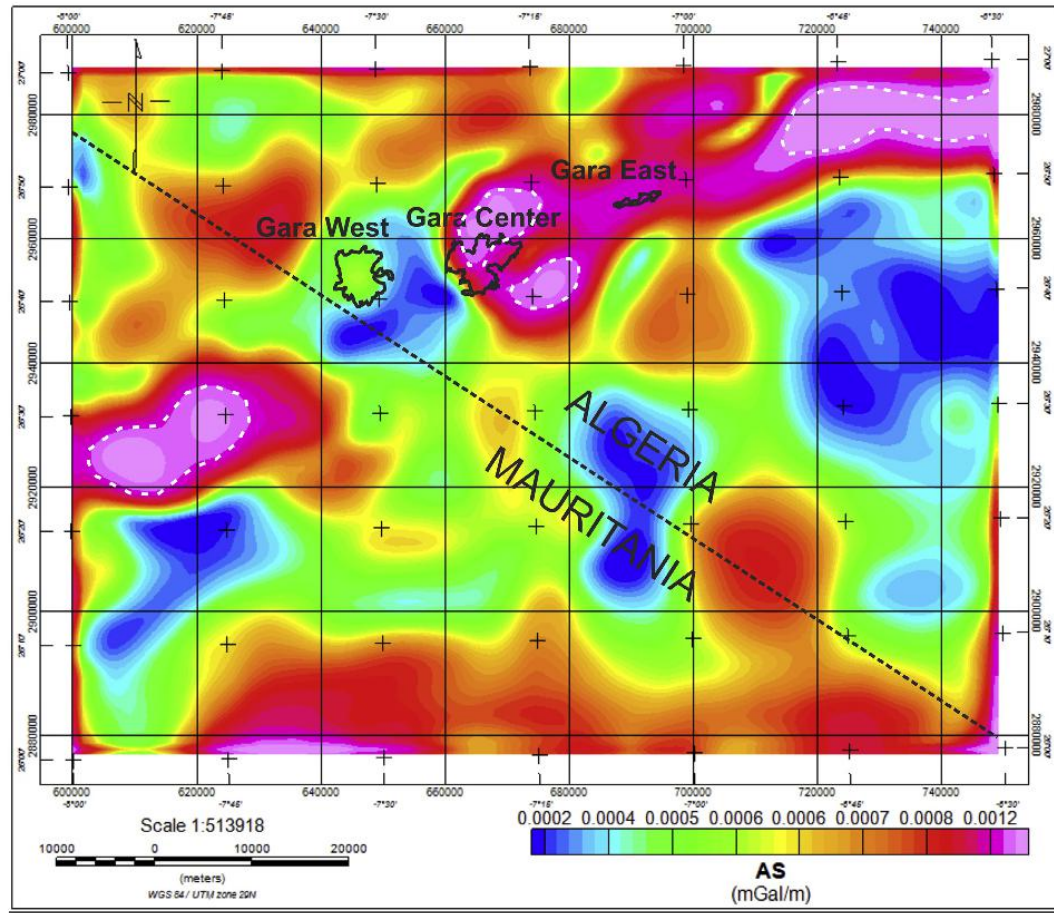


Fig. 16. Analytic signal map of gravity data. White dashed line shows the limits of the high AS values explained as high-density rocks.

are shown in Fig. 15.

High HG anomalies are observed over the location of iron ore deposits, especially at Gara west and western part of Gara center. A high gradient features with gravity exceeding 0.2 mGal/km trends NE-SW. Two other high anomalies are also observed in south and south-east of Gara Djebilet.

5.2. Analytic signal

The AS method (Nabighian, 1972) has been the subject of continuing investigation and improvements since it was first applied (e.g., Nabighian, 1974, 1984; Roest et al., 1992; MacLeod et al., 1993; Hsu et al., 1996, 1998; Debeglia and Corpe, 1997; Keating and Pilkington, 2004; Saibi et al., 2006). The AS peaks over the location of the top of the contact or fault. The general equation for a 3D gravity source (Klingele et al., 1991) is:

$$|AS(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial z}\right)^2} \quad (3)$$

where $|AS(x, y)|$ is the amplitude of the analytic signal at (x, y) , g is the gravity field observed at (x, y) , and $\partial g / \partial z$ is the vertical derivative of the gravity field.

The AS map shows clear maximum AS values (higher than 1.2 mGal/km) over the causative iron ore bodies especially at Gara center and Gara east (Fig. 16). The high AS values are trending WSW-ESE, which correlates with the results of HG.

5.3. Tilt derivative

The TDR method was applied to enhance the potential field anomalies. The zero value of the TDR delineates the source edges. The TDR (Miller and Singh, 1994) is described as (Fig. 17):

$$TDR = \tan^{-1} \left\{ \frac{\partial g / \partial z}{\sqrt{(\partial g / \partial x)^2 + (\partial g / \partial y)^2}} \right\} \quad (4)$$

5.4. Forward and inverse modeling

5.4.1. 2-D forward modeling

A 2-D forward-gravity model (Fig. 18) was constructed along a profile (see Fig. 14) using the GM-SYS program (GM-SYS User's Guide, 2004), based on the algorithms developed by Rasmussen

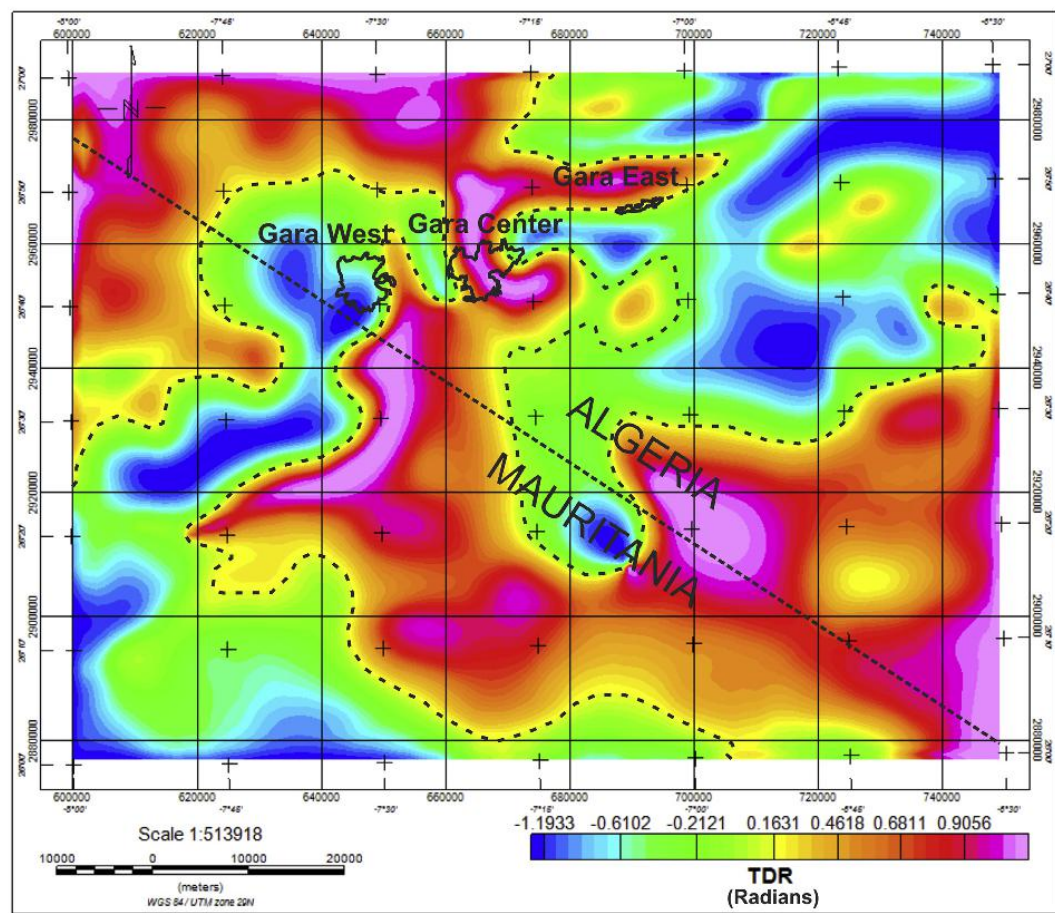


Fig. 17. Tilt derivative of gravity data. The black dashed line shows the zero-value TDR.

and Pedersen (1979) and Won and Bevis (1987). GM-SYS allows forward modeling of the gravity data to obtain the best matching between the calculated and observed gravity data.

To compute the 2-D gravity model, the subsurface geological layers were assumed to be five polygons based on the lithological characteristics of the study area, and then density values were assigned to each geological layer. The gravity field response is calculated and visually compared with the measured data. We assumed an average density for the iron ore of 3.5 g/cm^3 based on the average density of common rock-forming and ore minerals (Dentith and Mudge, 2014).

The topography was also taken into account during the modeling process. A good match (best fit) was achieved between observed and calculated gravity data, and the result is shown in Fig. 18.

5.4.2. 3-D gravity inversion

Potential-field inversions are commonly used for mineral and structural investigations. Martinez et al. (2013) successfully inverted the airborne gravity gradiometry data to delineate the iron ore formation in Quadrilátero Ferrífero (Brazil).

The forward modeling of gravity data is adequate for testing the gravity response for different structures and geometries; however,

the 3-D gravity inversion approach is much sophisticated and the response can be checked and modified until a good agreement with measured gravity field is achieved.

A 3-D inversion model of the aerogravity data from the Gara Djebilet region was developed using VOXI earth modeling tool in Geosoft Oasis Montaj Ver. 8.4 (Fig. 19 A). The model covers $16,650 \text{ km}^2$ (150 km in the x-direction and 111 km in the y-direction) with 50 grid-blocks in the x-direction and 37 grid-blocks in y-direction. Vertically, the model extends from the Earth's surface to 11,695 m below the surface, discretized using 23 grid-blocks. The horizontal and vertical increment is constant for all cells above the lowest point of the terrain. Below that level, the cell size increases by the given cell expansion ratios shown in Table 2.

As is customary, the vertical extents of the cells are allowed to gradually increase with depth, reflecting the loss of resolution. The gravity data were inverted using Geosoft VOXI smooth model inversion, and the results are summarized in Tables 1 and 2. The unconstrained density results give smooth distributions of both positive and negative density contrasts. Blocks with density contrasts of 1.5 g/cm^3 , 1.0 g/cm^3 and 0.5 g/cm^3 are shown in Fig. 19 (B, C, D), respectively.

The density contrast between the iron deposits and the surrounding rock is approximately 0.5 g/cm^3 , as modeled in the

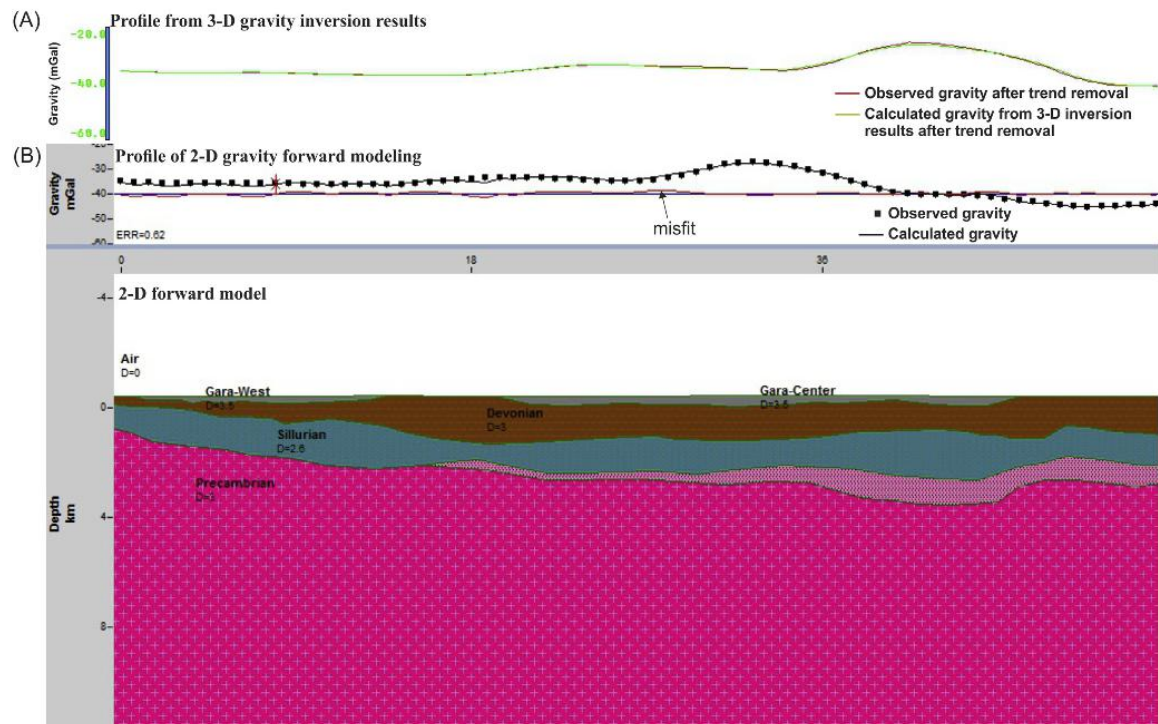


Fig. 18. 2-D forward model of gravity data along the ENE-WSW profile. (A) shows the gravity data comparison along the same 2-D forward model profile between observed gravity data and calculated gravity from 3-D inversion results. (B) shows the good correlation between the observed gravity data and the model response from 2-D forward modeling results. The differences between the results from 2-D forward modeling and 3-D inversion are due to the effects of trend removal, which is applied in the 3-D inversion calculations, and the 2-D forward modeling does not take into account the Y-direction in the calculations.

forward model (Fig. 18). In this case, the inversion results presented in Fig. 19(D) are the most probable for the location of the iron deposits. For this situation, four blocks are detected in the inversion model (Fig. 19 E). These four blocks have a total volume of 7.2 km³, and each block has dimensions of 3 km × 3 km × 0.2 km.

6. Discussion and conclusions

The Gara Djebilet iron ore is the most important iron deposit in Algeria. Because it is situated in the southwestern part of Algeria and is difficult to access, remote sensing techniques (Landsat 8 images and airborne gravity data) are integrated in this study to investigate the iron ore deposit.

In the remote sensing analysis, several treatments are applied, including color composites, bands ratioing, principal component analysis and indexing. The results obtained allowed us to map the iron ore boundaries and to obtain the surface distribution of the iron formations. The iron ore index applied to OLI multispectral images is the most efficient image processing result, allowing a fast surface detection of the extent of the iron, and the obtained raster image could be saved as an 8-bit GeoTIFF image, which can be imported to a GIS environment from which a simple vectorization area and perimeter are easily obtained. The iron ore surface manifestation occupies an area of 123.89 km²; this very important area measurement confirms the importance of this deposit.

The different gravity derivative methods helped us to map the extension of iron deposits and detect their limits. The limits of iron deposits exceed the outcropping iron regions and can not be seen on the surface due the sedimentary cover. The general trend of the

iron deposits is WSW-ENE to SW-NE, which is the same direction detected by geological and remote-sensing mapping.

The high gradient anomaly detected by HG technique observed in the south-east of Gara Djebilet (26°20'N 7°05'W) is explained by the intrusion of an ultramafic body (the Gara Djebilet ring structure), interpreted as an outcrop from a huge subsurface magma chamber composed of ultramafic rocks (Tabeliouna et al., 2008).

Another high gradient anomaly detected by AS technique observed in the north-east of Gara Djebilet (26°50'N-27°00'N, 6°30'W-6°55'W) and located above the paleozoic cover of the Tindouf basin where doleritic sills of the CAMP are abundant (Gevin, 1960; Chabou et al., 2010). These dense dolerites may also explain these anomalies.

Finally, the NE-SW trending high anomalies in Mauritania may be the continuity of the iron deposits because in the Mineral map of Mauritania, it is reported an iron deposits near the Algerian border (MPM-IRM, 2015).

A good agreement was observed between the location of the causative bodies detected by gravity gradient interpretation techniques and the results of remote sensing.

Analysis of gravity data could estimate the iron reserve geophysically based on geological and remote sensing assumptions. The calculated tonnages using information from remote sensing data and geophysical results are presented in Table 3.

The density of iron ore is assumed to be 3.5 g/cm³. We used the results of the remote sensing image analyses for an area extent of 123.89 km². For the thickness of the iron ore bodies, two values were selected, one of 30 m from geological information and the other of approximately 100 m from the gravity forward model,

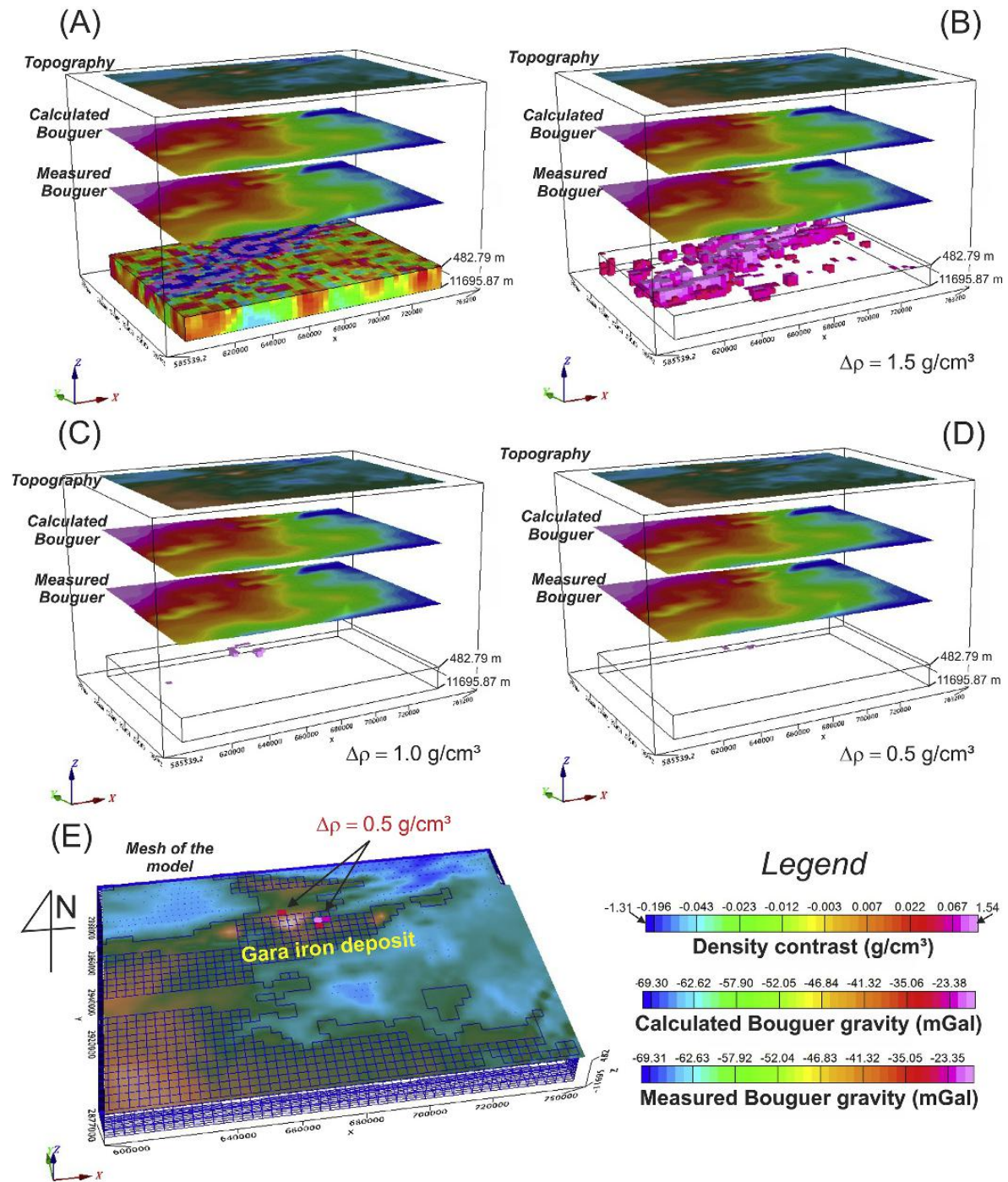


Fig. 19. (A) Results of 3-D gravity data inversion from Gara Djebilet, (B) Blocks with a density contrast of 1.5 g/cm^3 , (C) Blocks with a density contrast of 1.0 g/cm^3 , (D) Blocks with a density contrast of 0.5 g/cm^3 , (E) Mesh of the model showing the location of blocks with a density contrast of 0.5 g/cm^3 .

Table 1

Mesh parameters of the active volume of the gravity data.

	X	Y	Z
Cell size (m)	3000	3000	200
Dimensions (cells)	50	37	23
Minima (m)	600630.0	2878607.6	-10845.0
Maxima (m)	747163.9	2986960.1	482.8

Table 2

Mesh parameters of the base and padding of the gravity data.

	Base	Horizontal padding	Vertical padding
Dimensions (cells)	22	5	5
Cell expansion ratios	1.08	1.5	1.5

Table 3
Estimation of ore tonnage in Gara Djebilet.

Parameters	Approach			
	Geology	2-D forward gravity modeling	3-D gravity inversion	Remote sensing images
Surface area (A)	—	—	36 km ²	123.89 km ²
Thickness (H)	30 m	100 m	200 m	—
Volume (V)	3.72 km ³ (using A = 123.89 km ²)	24.78 km ³ (using A = 123.89 km ²)	7.2 km ³ (4 blocks × 3000 m × 3000 m × 200 m)	—
V = A × H				
Mass (M) = ρ × V	1.3 × 10 ¹³ kg	4.33 × 10 ¹³ kg	2.52 × 10 ¹³ kg	—
(ρ = 3.5 g/cm ³)				
Tonnage (T) at 57% Fe	7.41 × 10 ⁹ T	27.20 × 10 ⁹ T	15.83 × 10 ⁹ T	—

(—) No data.

giving tonnages of 7.4 billion tonnes and 27.2 billion tonnes, respectively, at a 57% grade. The calculated tonnage from the 3-D gravity inversion results is approximately 15.8 billion tonnes, much higher than the geological results. If we re-calculate this later tonnage (15.8 billion tonnes) for the 30 m thickness (geologically estimated thickness), the tonnage of iron deposit is 2.37 billion tonnes at a 57% grade, which is much closer to the estimated tonnage by Matheron (1955) of 2.7 billion tonnes at the same grade of Fe.

The results of this work estimate the tonnage of iron ore at approximately 2.37 billion tonnes, which is the first estimation from available airborne gravity data and satellite images and not far from previous results.

We recommend drilling projects in the study area to determine the exact thickness of the iron ore strata and its vertical extent to create a new inversion model with a priori information and geological constraints for better iron ore tonnage estimation. We recommend rock density measurements that will help us in the gravity modeling. We also recommend full tensor airborne gravity gradiometry for better estimation of total anomalous mass as applied by Braga et al. (2014) in exploring iron ore deposits in Minas Gerais (Brazil) and an aeromagnetic survey, which will mainly help locate the magnetite in this area.

Acknowledgments

The authors are grateful to the Editor Dr. R.B.M. Mapeo and two anonymous referees for their comments and suggestions to improve this paper.

References

- Abulghasem, Y.A., Akhri, J.M., Samsudin, A.R., Hassan, W.F.W., Youshah, B.M., 2011. Integrated data of remote sensing and geophysical data for iron ore exploration in the western part of Wadi Shatti District, Libya. *EJGE* 16, 1441–1454.
- Bitam, L., Gourvenec, R., Robardet, M., 1996. Les formations paléozoïques antécambriennes du sous-bassin de Djebilet (flanc sud du Bassin de Tindouf, Nord-Ouest du Sahara algérien). In: Bitam, L., Fabre, J. (Eds.), *Géodynamique du craton ouest africain central et oriental: héritage et évolution post-panafricains*, 8. Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, Boumerdes, pp. 15–22.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., et al., 2012. World Gravity Map. Bureau Gravimétrique International (BGI), map, Paris. CCMW-BGI-CNES-IRD Ed.
- Braga, M.A., Endo, I., Galbiatti, H.F., Carlos, D.U., 2014. 3D full tensor gradiometry and Falcon Systems data analysis for iron ore exploration: Baú Mine, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Geophysics* 79 (5), B213–B220. <http://dx.doi.org/10.1190/geo2014-0104.1>.
- Chabou, M.C., Bertrand, H., Sebai, A., 2010. Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south-western Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 58, 211–219.
- Chabou, M.C., Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., 2007. Datation ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la Province Magmatique de l'Atlantique Central dans le Sud-Ouest algérien. *Comptes Rendus Geosci.* 339, 970–978.
- Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Antonielli, B., Moretti, S., Righini, G., 2013a. Remote sensing techniques using Landsat ETM plus applied to the detection of iron ore deposits in Western Africa. *Arab. J. Geosci.* 6, 4529–4546.
- Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Ventisette, C., Moretti, S., 2013b. Potential use of remote sensing techniques for exploration of iron deposits in Western Sahara and Southwest of Algeria. *Nat. Resour. Res.* 22 (3), 179–190.
- Clénét, H., Ceuleneer, G., Pinet, P., Abily, B., Daydou, Y., Harris, E., Dantas, C., 2010. Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyperspectral survey: petrogenesis and relationship to mantle diapirism. *Lithos* 114 (3–4), 265–281. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.09.002>.
- Cordell, L., Grauch, V.J.S., 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinz, W.J. (Ed.), *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*, Soc. Explor. Geophys., pp. 181–197.
- Debeglia, N., Corpe, J., 1997. Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives. *Geophysics* 62, 87–96.
- Dentith, M., Mudge, S.T., 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge University Press, p. 438.
- Dronova, I., Gong, P., Wang, L., Zhong, L., 2015. Mapping dynamic cover types in a large seasonally flooded wetland using extended principal component analysis and object-based classification. *Remote Sens. Environ.* 158, 193–206. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.10.027>.
- Dufrechou, G., Harris, L.B., Corriveau, L., Antonoff, V., 2015. Regional and local controls on mineralization and pluton emplacement in the Body gneiss complex, Grenville Province, Canada interpreted from aeromagnetic and gravity data. *J. Appl. Geophys.* 116, 192–205.
- Escadafal, R., 1994. Soil spectral properties and their relationships with environmental parameters—examples from arid regions. In: Hill, J., Mégier, J. (Eds.), *Imaging Spectrometry—a Tool for Environmental Observations*, pp. 71–87.
- Fabre, J., 2005. *Géologie du Sahara occidental et central*. Musée Royal de l'Afrique Central, p. 572.
- Fabre, J., 1976. Introduction à la géologie du Sahara algérien. SNED, Alger, p. 422.
- Fedi, M., Florio, G., 2001. Detection of potential fields source boundaries by enhanced horizontal derivative method. *Geophys. Prospect.* 49, 40–58.
- Feizi, F., Mansouri, E., 2013. Introducing the iron potential zones using remote sensing studies in South of Qom Province, Iran. *Open J. Geol.* 3, 278–286.
- Gevin, P., 1960. Études et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. Première partie. *Bordures sédimentaires*. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, Bull. N. S. 23, 328.
- Gevin, P., Mongereau, N., 1968. Précisions sur l'âge des grès "cambro-ordoviciens" d'Aouinet Legraa (région de Tindouf, Sahara occidental). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.* 263–264.
- GMSys, 2004. Gravity/Magnetic Modeling Software User's Guide, Version 4.9. Northwest Geophysical Associates, Corvallis Oregon.
- Grauch, V.S.J., Cordell, L., 1987. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Short note, Geophysics* 52 (1), 118–121.
- Guerrak, S., 1988. Geology of the early Devonian oolitic iron ore of the Gara Djebilet field, Saharan Platform, Algeria. *Ore Geol. Rev.* 3 (4), 333–358.
- Guerrak, S., 1991. The Palaeozoic Oolitic Ironstone Belt of North Africa: from the Zemmour to Libya. In: Salem, M.J., Busrewil, M.T., Ben Ashour, A.M. (Eds.), *The Geology of Libya*, VII. Elsevier London, pp. 2703–2722.
- Guerrak, S., Chauvel, J.J., 1985. Les minéralisations ferrières du Sahara Algérien. Le gisement de fer oolithique de Mecheri Abdelaziz (bassin de Tindouf). *Mineral. Deposita* 20, 249–259.
- Hammer, S., 1945. Estimating ore masses in gravity prospecting. *Geophysics* 10 (1), 51–62.
- Hassani, M., Chabou, M., Hamoudi, M., Guettouche, M., 2015. Index of extraction of water surfaces from Landsat 7 ETM+ images. *Arab. J. Geosci.* 8 (6), 3381–3389.
- Hsu, S.-K., Coppens, D., Shyu, C.-T., 1998. Depth to magnetic source using the generalized analytic signal. *Geophysics* 63, 1947–1957.
- Hsu, S.-K., Sibuet, J.-C., Shyu, C.-T., 1996. High resolution detection of geologic boundaries from potential field anomalies: an enhanced analytic signal technique. *Geophysics* 61, 373–386.
- Keating, P., Pilkington, M., 2004. Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophys. Prosp.* 52, 165–182.
- Klingele, E.E., Marson, I., Kahle, H.G., 1991. Automatic interpretation of gravity gradiometric data in two dimensions: vertical gradient. *Geophys. Prospect.* 39, 407–434.
- MPEM-IRM (Ministry of Petroleum, Energy and Mines, Islamic Republic of

- Mauritania), 2015. Accessed in 2015 at: www.mauripem.com.
- MacLeod, I.N., Jones, K., Dai, T.F., 1993. 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. *Explor. Geophys.* 24, 679–688.
- Marelle, A., Abdulla, M.A., 1970. Iron ore deposits of Africa. In: *Survey of World Iron Ore Resources*. United Nations Dept. Econ. and Social Affairs, New York, pp. 62–101.
- Martinez, C., Li, Y., Krahenbuhl, R., Braga, M.A., 2013. 3D inversion of airborne gravity gradiometry data in mineral exploration: a case study in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Geophysics* 78 (1), B1–B11. <http://dx.doi.org/10.1190/GEO2012-0106.1>.
- Matheron, G., 1955. Le gisement de fer de Gara Djebilet. *Bulletin des Sciences Economiques BRMA, Algérie* 12, 53–63.
- Mathieu, R., Pouget, M., Cerveille, B., Escadafal, R., 1998. Relationships between satellite-based radiometric indices simulated using laboratory reflectance data and typical soil color of an arid environment. *Remote Sens. Environ.* 66 (1), 17–28.
- Miller, H.G., Singh, V., 1994. Potential field tilt – a new concept for location potential field sources. *Appl. Geophys.* 32, 213–217.
- Mouton, C.J., 2002. The use of remote sensing in iron ore exploration in the northern Cape Province of the Republic of South Africa. In: *Proceedings of the International Symposium; 29th, Remote Sensing of Environment; Information for Sustainability and Development; 2002; Buenos Aires*, pp. 221–225.
- Murthy, Y.V.S., Mallick, K., 1984. Interpretation of Landsat MSS data in an iron-ore-bearing zone in Goa, India. *Geophys. Prospect.* 32, 282–291.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37, 507–517.
- Nabighian, M.N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics* 39, 85–92.
- Nabighian, M.N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. *Geophysics* 49, 780–786.
- Peucat, J.J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y., Kahoui, M., 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.* 136, 309–352.
- Pirie, A., Singh, B., Islam, K., 2005. Ultra-violet, visible, near-infrared, and mid-infrared diffuse reflectance spectroscopic techniques to predict several soil properties. *Soil Res.* 43 (6), 713–721.
- Porter GeoConsultancy, 2015. <http://www.portergeo.com.au/database/mineinfo.asp?mineid=mn1027>. (accessed on June 2015).
- Prost, G.L., 2014. *Remote Sensing for Geoscientists, Image Analysis and Integration*, third ed. CRC Press Taylor and Francis Group, p. 674.
- Rasmussen, R., Pedersen, L.B., 1979. End corrections in potential field modeling. *Geophys. Prospect.* 29, 749–760.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, 116–125.
- Roy, D.P., et al., 2014. Landsat-8: science and product vision for terrestrial global change research. *Remote Sens. Environ.* 145, 154–172. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.001>.
- Sabins, F.F., 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geol. Rev.* 14, 157–183.
- Saibi, H., Nishijima, J., Aboud, E., Ehara, S., 2006. Integrated gradient interpretation techniques for 2D and 3D gravity data interpretation. *Earth Planets Space* 58 (7), 815–821. <http://dx.doi.org/10.1186/BF03351986>.
- Seguin, M.K., 1971. Discovery of direct-shipping iron ore by geophysical methods in the Central part of the Labrador Trough. *Geophys. Prospect.* 19 (3), 459–486.
- Tabeliouna, M., Cottin, J.-Y., Kolli, O., Zerka, M., 2008. The clinopyroxinites and associated gabbros of the ring shaped magmatic complex (south of Gara Djebilet, Eglab, Reguibat Rise, Algerian SW). *Bull. Du. Serv. Géologique Natl.* 19 (3), 245–265.
- Taib, M., 2009. *The Mineral Industry of Algeria*. U.S. Geological Survey, 2009. *Minerals Yearbook Algeria*, p. 13.
- Vogt, F., Tacke, M., 2001. Fast principal component analysis (PCA) of large data sets. *Chemom. Intell. Lab. Syst.* 59, 1–18.
- Vrabel, J., 1996. Multispectral imagery band sharpening study. *Photogrammetric Eng. Remote Sens.* 62, 1075–1084.
- Vrabel, J., Doraiswamy, P., Stern, A., 2002. In: *Application of Hyperspectral Imagery Resolution Improvement for Site-specific Farming*, ASPRS 2002 Conference Proceedings.
- Wang, G., Zhu, Y., Zhang, S., Yan, C., Song, Y., Ma, Z., Hong, D., Chen, T., 2012. 3D geological modeling based on gravitational and magnetic data inversion in the Luanchuan ore region, Henan Province, China. *J. Appl. Geophys.* 80, 1–11.
- Won, I.J., Bevis, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics* 52, 232–238.
- Woolrych, T.R.H., Christensen, A.N., McGill, D.L., Whiting, T., 2015. Geophysical methods used in the discovery of the Kitumba iron oxide copper gold deposit. *Interpretation* 3 (2), SL15–SL25. <http://dx.doi.org/10.1190/INT-2014-0201.1>.
- Yang, X., 2009. Integrating satellite imagery and geospatial technologies for coastal landscape pattern characterization. In: Yang, X. (Ed.), *Remote Sensing and Geospatial Technologies for Coastal Ecosystem Assessment and Management*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 461–491.

7.1. Analyse des données aéro-gravimétriques

L'objectif de cette étude, est de comprendre la distribution en subsurface des dolérites de la CAMP dans le bassin de Tindouf. Cette étude va se baser sur les résultats des études précédentes. L'étude géologique et pétrographique des dolérites indique des densités élevées proches de celles du basalte (2.9 - 3.1). L'encaissant paléozoïque présente des densités variables de 1.9 (pour les argiles du Dévonien) à 2.7 (grès et schistes du Tournaisien et du Viséen). Les densités de quelques roches ignées est donnée dans le [tableau 7.1](#), les dolérites étant des roches intermédiaires entre le basalte et le gabbro. Ce contraste de densité a été investi lors de l'étude gravimétrique. Plusieurs traitements et filtres ont été appliqués sur les données de l'anomalie de Bouguer tels que le prolongement vers le haut, le signal analytique, le tilt dérivative, la première dérivée verticale et des inversions 2D et 3D.

Type de roche	Intervalle	Moyenne	Type de roche	Intervalle	Moyenne
Rhyolite vitreuse	2.20-2.28	2.24	Diorite quartzeuse	2.62-2.96	2.79
Obsidienne	2.20-2.40	2.30	Diorite	2.72-2.99	2.85
Vitrophyre	2.36-2.53	2.44	Laves	2.80-3.00	2.90
Rhyolite	2.35-2.70	2.52	Diabase	2.50-3.20	2.91
Dacite	2.35-2.80	2.58	Essexite	2.69-3.14	2.91
Phonolite	2.45-2.71	2.59	Norite	2.70-3.24	2.92
Trachyte	2.42-2.80	2.60	Basalte	2.70-3.30	2.99
Andésite	2.40-2.80	2.61	Gabbro	2.70-3.50	3.03
Néphéline- Syénite	2.53-2.70	2.61	Hornblende-Gabbro	2.98-3.18	3.08
Granite	2.50-2.81	2.64	Péridotite	2.78-3.37	3.15
Granodiorite	2.67-2.79	2.73	Pyroxénite	2.93-3.34	3.17
Porphyre	2.60-2.89	2.74	Igées acides	2.30-3.11	2.61
Syénite	2.60-2.95	2.77	Ignées basique	2.09-3.17	2.79
Anorthosite	2.64-2.94	2.78			

Tableau 7.1. Densités de quelques roches ignées, Les dolérites se places entre le basalte et le gabbro (Chouteau, 2002).

7.1.1. Source de données et simulation de la réponse aéro-gravimétrique

Les données gravimétriques utilisées dans ce travail sont celles des anomalies de Bouguer obtenue gratuitement depuis le site du Bureau Gravimétrique International (BGI) <http://bgi.omp.obsnip.fr>. Les données dérivent du modèle géo-potentiel de la Terre EGM2008, elles sont fournies par l'Agence Nationale d'Intelligence Géospatiale (Bonvalot et al., 2012). 9200 points ont été utilisés pour le calcul de l'anomalie de Bouguer, la densité moyenne utilisée pour le calcul est de 2.6.

Avant l'application des traitements, on a construit un bloc diagramme 3D (Figure 7.1) en utilisant le programme Noddy développé par Jessell et Valenta (1996). Ce bloc diagramme nous permet d'avoir une idée sur le signal magnétique et gravimétrique qu'on peut observer avec les données réelles. Le logiciel Noddy permet de voir les résultats de quelques filtres sur le modèle synthétique, ce qui aide à la décision lors du traitement sur les données gravimétriques où magnétiques. Il faut introduire les valeurs de densité et de susceptibilité magnétique les plus proches de la réalité pour avoir un bon modèle et des estimations fiables. Dans ce modèle, l'axe anticlinal Zemoul est assimilé à un seul pli recoupé par un dyke et percuté en son cœur par un cône volcanique (Cheminée). Deux couches ont été représentées dans ce modèle, la première superficielle indique le Viséen et le Tournaisien, la deuxième couche représente le Dévonien, ces deux couches renferment deux sills.

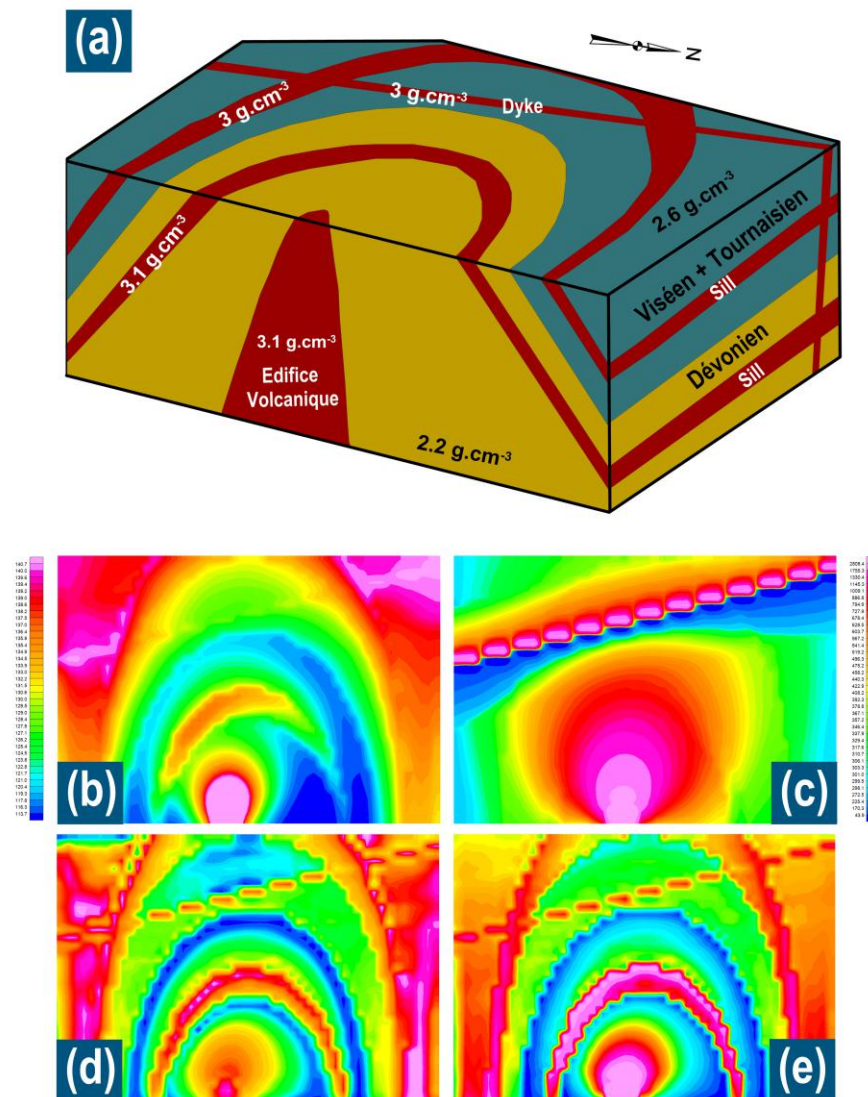


Figure 7.1. Modèle 3D de Zemoul. (a) Bloc 3D depuis le logiciel Noddy. (b) Anomalie gravimétrique résultante. (c) anomalie magnétique résultante, cette carte montre que les structures verticales (dykes) ont été les mieux détectées. (d) filtre tilt dérivative. (e) filtre de la première dérivée verticale.

On voit bien sur la figure précédente que la carte du champ magnétique donne plus d'informations sur les structures verticales (dykes et intrusions), la gravimétrie montre les structures verticales mais avec une intensité moindre que sur la carte de l'anomalie magnétique. Les anomalies liées aux sills peuvent être mises en évidence grâce aux filtres appliqués sur la carte de l'anomalie gravimétrique.

7.1.2. L'anomalie de Bouguer

La carte de l'anomalie de Bouguer du bassin de Tindouf (Figure 7.2) présente des anomalies négatives étalées sur de vastes zones, ces zones de faibles valeurs correspondent au nord à la zone d'affleurement du Paléozoïque. Cette zone est caractérisée par une couverture sédimentaire assez importante, elle correspond aussi à la zone d'affleurement de la CAMP.

La deuxième zone qui présente aussi une anomalie négative, se situe au niveau de la dorsale Réguibat, cette zone correspond à la zone de Jonction Yetti-Eglab. La carte des anomalies de Bouguer montre aussi des anomalies positives, avec une zone bien distinguée, qui correspond à la remontée du socle au Sud-Ouest du bassin, (Bersi et al., 2016). Au Nord, l'anomalie positive correspond au soulèvement de la chaîne de l'Ougarta.

Des failles orientées E-O ont été observées, et recoupent le bassin d'est en ouest. Ces failles indiquent le caractère subsidant du bassin et sont bien visibles sur l'affichage en 3D de l'anomalie de Bouguer (Figure 7.3).

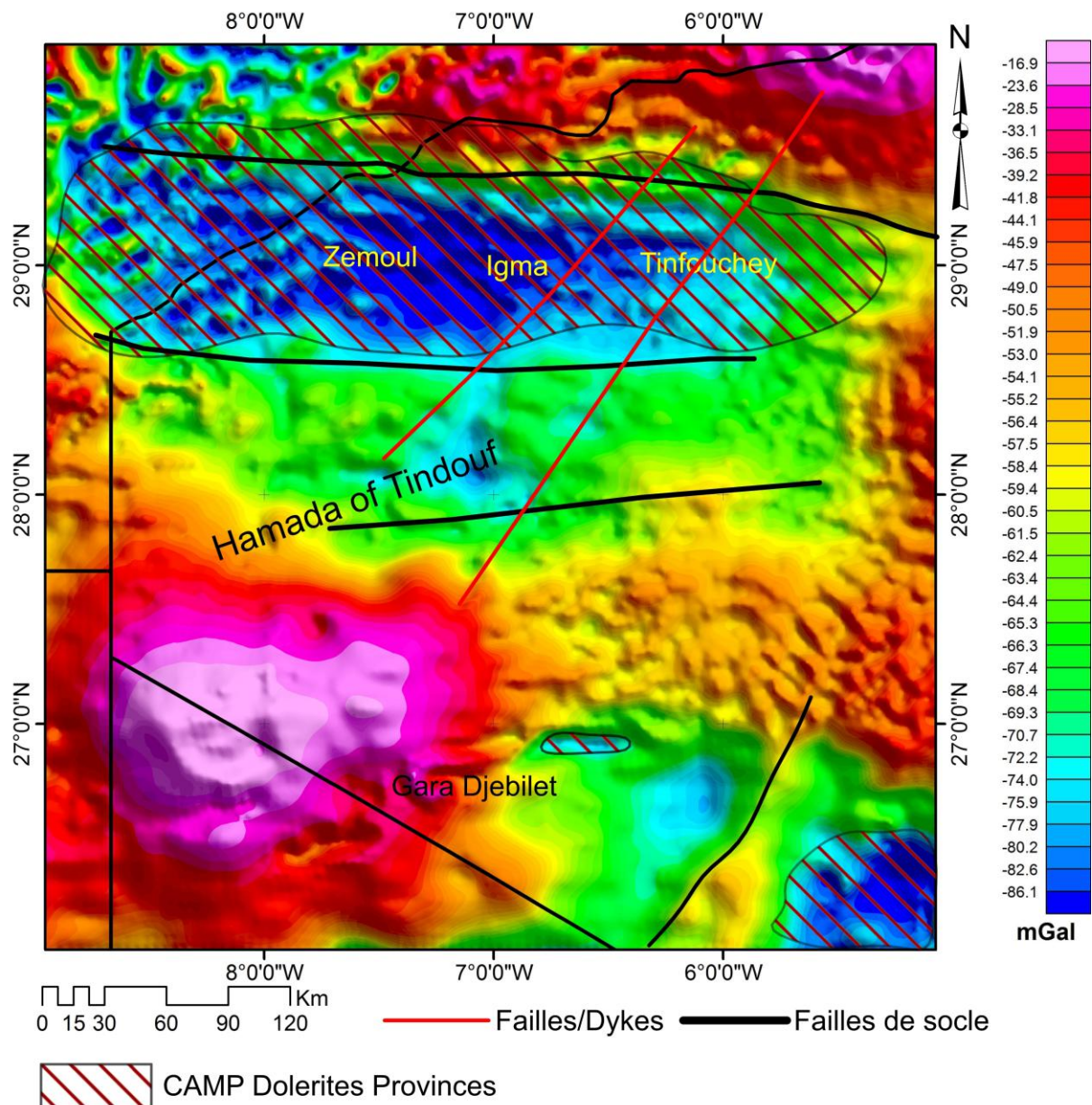


Figure 7.2. Carte de l'anomalie de Bouguer dans le bassin de Tindouf.

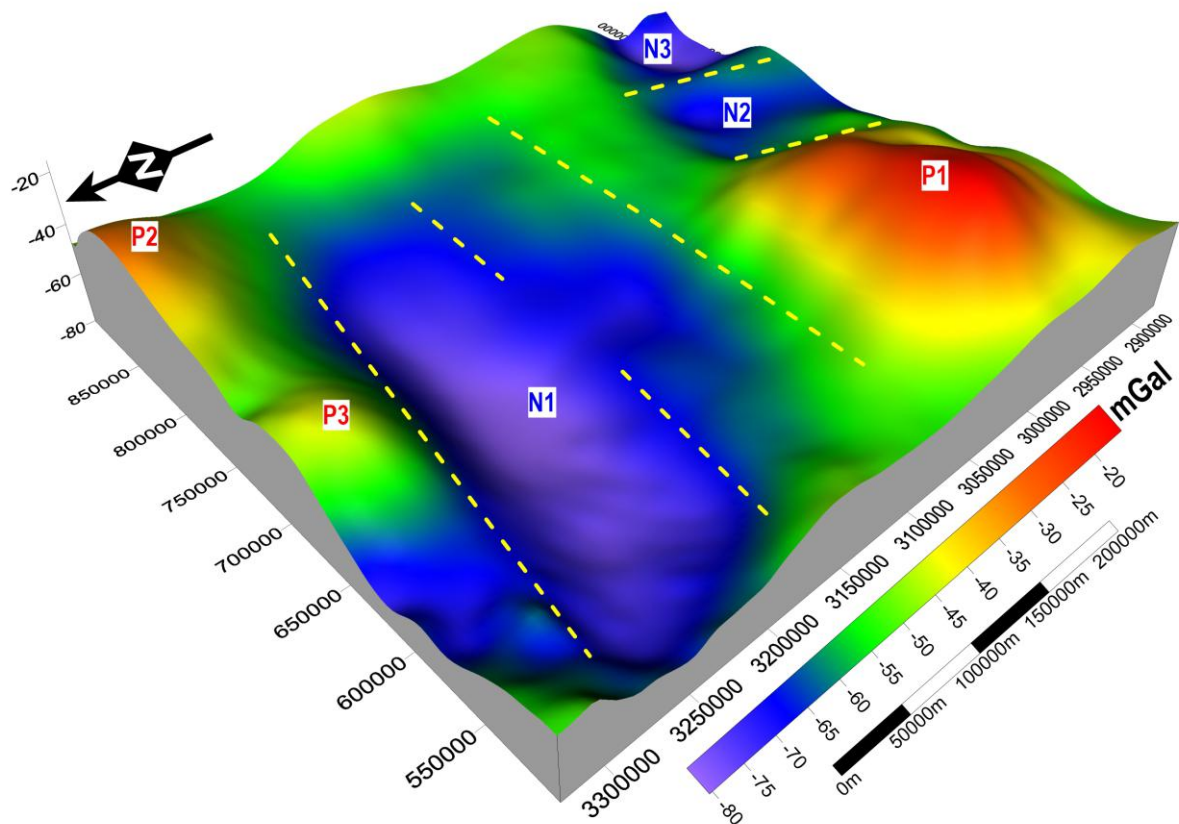


Figure 7.3. Affichage de la grille de l'anomalie régionale en 3D. P1, P2 et P3 indiquent les anomalies positives et N1, N2 et N3 indiquent les anomalies négatives. Des discontinuités gravimétriques qui peuvent constituer des failles de socle sont représentées sur le bloc 3D par des droites discontinues en jaune.

7.1.3. Filtrage des données gravimétriques

Avant tout traitement, un prolongement vers le haut a été appliqué sur la grille de l'anomalie de Bouguer, un prolongement de 0.5 Km a été appliqué en premier lieu, puis un deuxième prolongement de 1 Km, 3 Km et un dernier prolongement de 5 Km. Le but de ces prolongements est de simuler le lever à une hauteur plus grande, ce qui va éliminer les structures à hautes fréquences (faible longueur d'onde). La carte du prolongement avec 500 m montre les mêmes anomalies que la Bouguer avec un lissage des anomalies (Figure 7.4). La carte de prolongement avec 1000 m montre une anomalie négative bien lissée au niveau de Zemoul.

Les filtres tels que la dérivée verticale, le signal analytique, le tilt dérivative et autres ont été appliqués sur la grille résultante du prolongement vers le haut de 500m. Chaque filtre a son propre algorithme et sa propre formule, et donnent donc différents résultats. Le tableau suivant (Tableau 7.2) résume le nom des filtres appliqués, leur formule et leur intérêt.

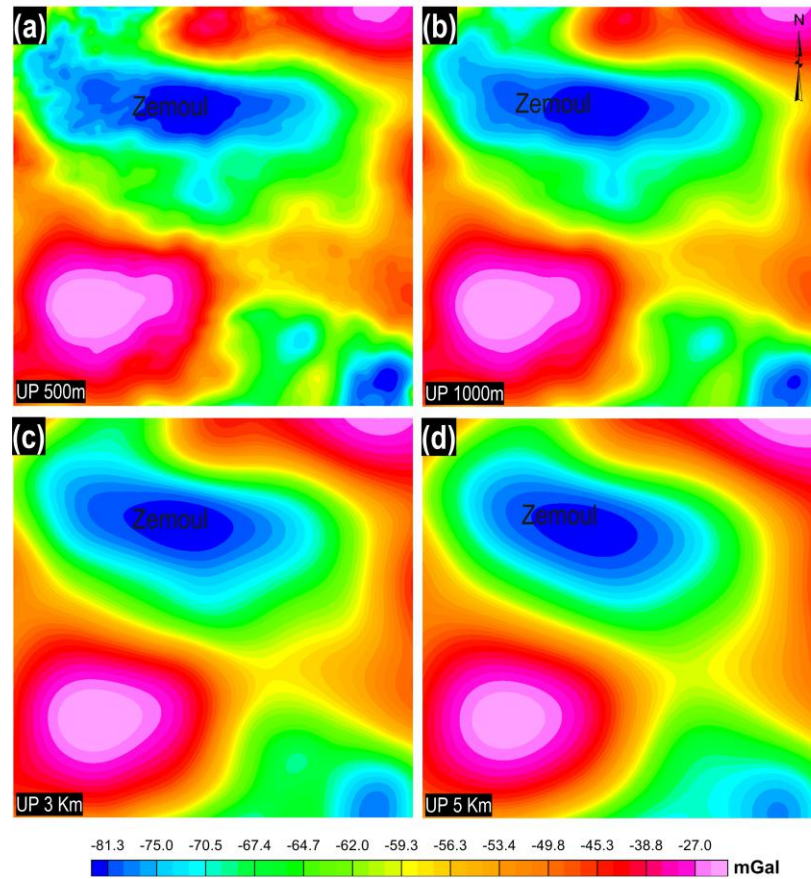


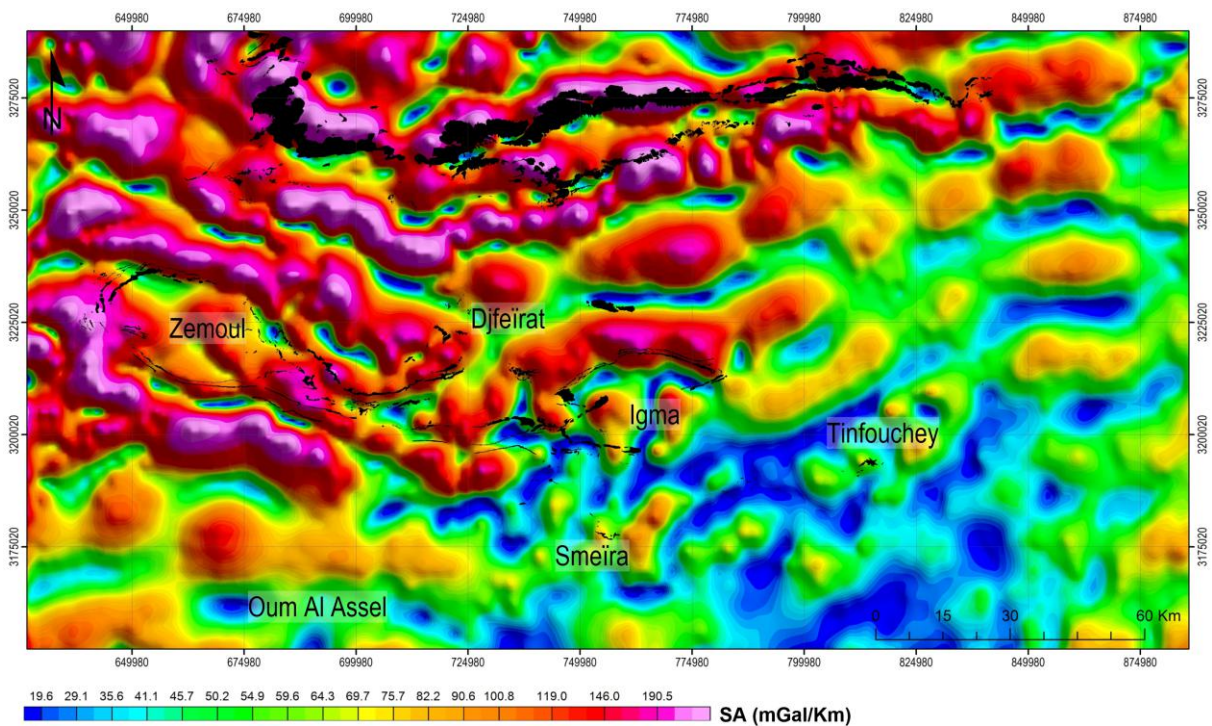
Figure 7.4. Prolongement vers le haut selon 4 hauteurs différentes. (a) prolongement de 500m, (b) de 1000m, (c) de 3 Km et (d) de 5 Km. Tableau 7.2. Description des filtres appliqués sur la carte de prolongement vers le haut de 500m de la carte de Bouguer.

Filtres	Formules	Buts d'utilisation	Références
Signal Analytique (SA)	$ AS(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial z}\right)^2}$ <p>$AS(x, y)$ Amplitude du signal en (x, y), g le champ gravimétrique observé en (x, y), et $\partial g / \partial z$ est la dérivée verticale du champ gravimétrique.</p>	Les maxima d'amplitude de cet opérateur calculé sur l'anomalie du champ total permettent d'estimer les contours de l'objet projetés dans le plan horizontal. De plus, les profondeurs des sources peuvent être obtenues.	Nabighian (1972, 1984) Ofeogbu et al. (1990) Roest et al., (1992)
Tilt Dérivée (TDR)	$TDR = \tan^{-1} \left\{ \frac{\partial g / \partial z}{\sqrt{(\partial g / \partial x)^2 + (\partial g / \partial y)^2}} \right\}$	Cette transformation permet de réduire les variations d'amplitude entre différentes anomalies tout en éliminant le gradient régional. Elle permet de déterminer la profondeur des anomalies liées aux corps denses.	Miller et Singh, 1994 Verduzco et al., 2004 Salem et al., 2007
La Dérivée Verticale (DV)	$\frac{\partial g}{\partial z} = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{g(x, y, z) - g(x, y, z - \Delta z)}{\Delta z}$	méthode utile pour distinguer les effets reliés à la présence de masses locales incluses dans une banque de données régionales. En gravimétrie, l'effet de petites masses ponctuelles est souvent masqué par la réponse de larges masses régionales. La dérivée première permet de cerner la présence d'anomalies proche de la surface et d'accentuer le contraste entre les anomalies positives et négatives.	Blakely and Simpson, 1986 Simpson et al., 1986

Tableau 7.2. Description des filtres appliqués sur la carte de prolongement vers le haut de 500m de la carte de Bouguer.

a. Carte de signal analytique

Cette méthode est très utilisée dans les études de la croûte terrestre, les pics des maxima du signal analytique se situent à l'aplomb des discontinuités structurales et des contacts anormaux. Sur la carte du signal analytique du flanc nord du bassin de Tindouf, les maxima peuvent correspondre aux sills de dolérites (Figure 7.5). L'analyse visuelle de la position des maxima, nous donne des renseignements sur le prolongement en subsurface des sills. Les maxima enregistrés ont un décalage par rapport à la position des sills en surface, cela nous donne une idée sur leur plongement, qui confirme que les sills suivent la même forme de leur encaissant paléozoïque (Figure 7.6). Il faut noter que les maxima par endroit peuvent correspondre aux zones à relief assez fort, néanmoins les anomalies à l'intérieur des axes anticlinaux de Zemoul et Igma semblent correspondre aux cheminées, le contraste de densité étant assez fort (1 g.cm^{-3}) et le relief est faible.



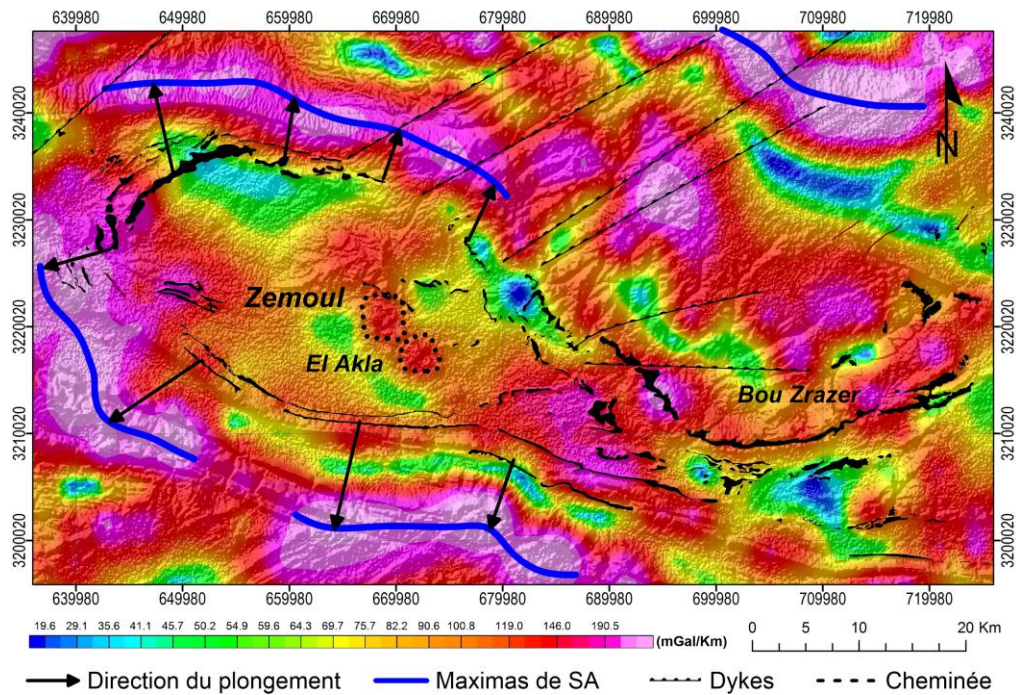


Figure 7.6. Carte du signal analytique superposée avec un MNT, cette carte montre la direction de plongement des sills grâce aux maxima du signal analytique.

b. Carte de la dérivée verticale

La carte de la dérivée verticale (Figure 7.7) montre des anomalies positives qui peuvent être liées aux sills en profondeur. Les anomalies sont moins importantes par rapport à celles de la carte du signal analytique, ceci peut être expliqué par la profondeur des structures (sills), le filtre de la dérivée verticale met en évidence les structures proches de la surface, tandis que le filtre de signal analytique est souvent appliqué pour mettre en évidence des structures profondes.

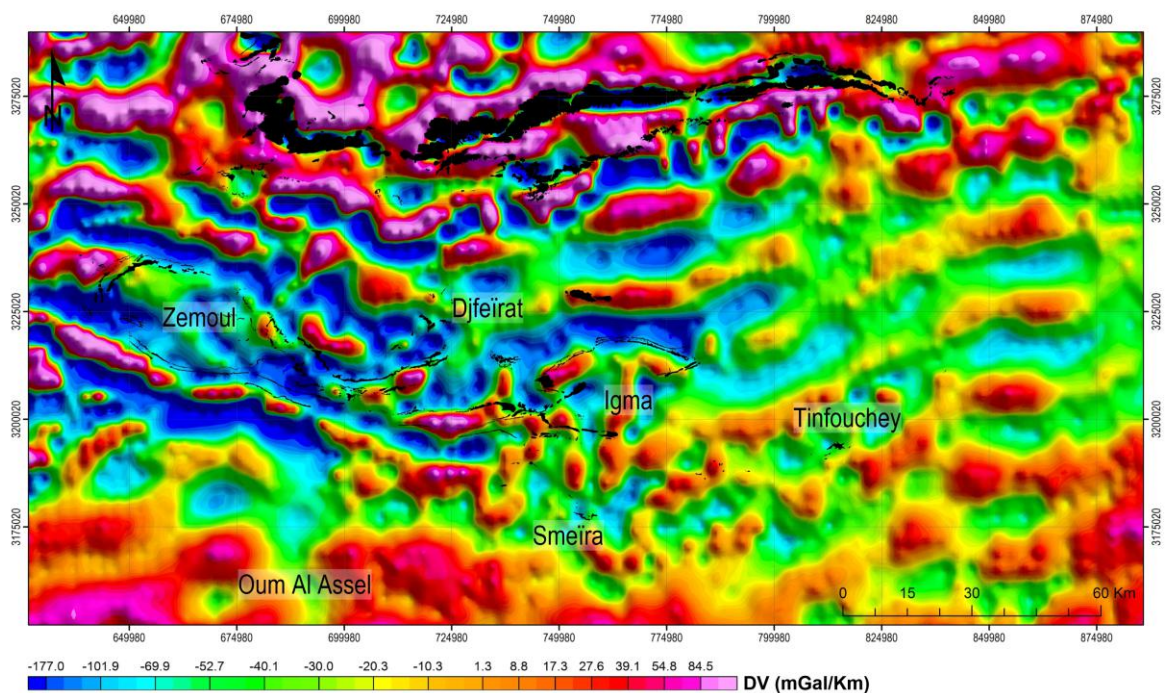


Figure 7.7. Carte de la première dérivée verticale.

c. Carte de tilt dérivative

La carte de tilt dérivative (Figure 7.8) nous donne l'information sur les contours des sources d'anomalies, ces contours sont représentés par des valeurs nulles de la TDR. Sur la carte, on observe que le contour des sills correspond souvent aux valeurs égales à zéro de la TDR. On constate que la carte de TDR ressemble à celle de la dérivée verticale.

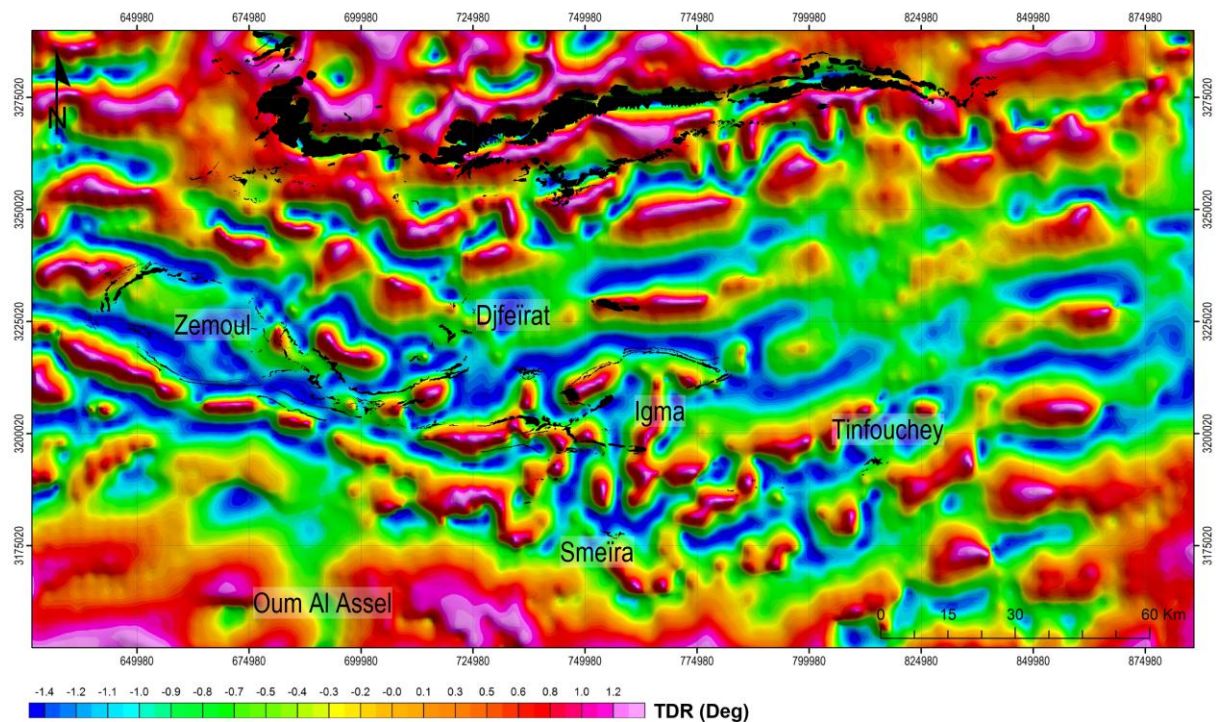


Figure 7.8. Carte de tilt angle (tilt dérivative).

Les traitements sur données aéro-gravimétriques nous ont permis de faire ressortir une information sur l'allure du socle et les grands accidents qui l'ont affecté, ces grands accidents ont été interprétés selon les discontinuités observées sur les cartes de l'anomalie de Bouguer.

Les sills sont continus en subsurface et suivent le même pendage et la même forme de leur encaissant paléozoïque, ce qui pose problème car l'âge de mise en place de ces sills (200 Ma) est postérieur aux déformations hercyniennes. !

Au sud, il n'est pas évident de localiser des anomalies liées aux dolérites, le contraste de densité est à la faveur des formations ferrières de Gara Djebilet et de celles de Guelb El Hadid; à cela s'ajoute les anomalies liées au socle qui est moins profond dans cette région (Bersi et al., 2016). Le meilleur moyen d'étudier les dolérites au sud est d'utiliser des données magnétiques et aéro-magnétiques qui donnent de bons résultats pour les dolérites. Allek et Hamoudi (2008) ont mis en évidence l'existence de plusieurs dykes de longueurs et largeurs considérables, l'orientation de ces dykes est NE-SW.

L’affichage et la superposition de la carte de l’anomalie magnétique dans le Sud du bassin de Tindouf, publiée par Allek et Hamoudi (2008), avec une carte de l’anomalie magnétique de Mauritanie, filtrée par une réduction à l’équateur et une dérivée verticale (Jessell, 2016), montre la continuité vers l’ouest de l’un de ces dykes géants (Figure 7.9). La longueur visible de ce dyke sur cette carte est de 850 Km, et sa limite Ouest est inconnue.

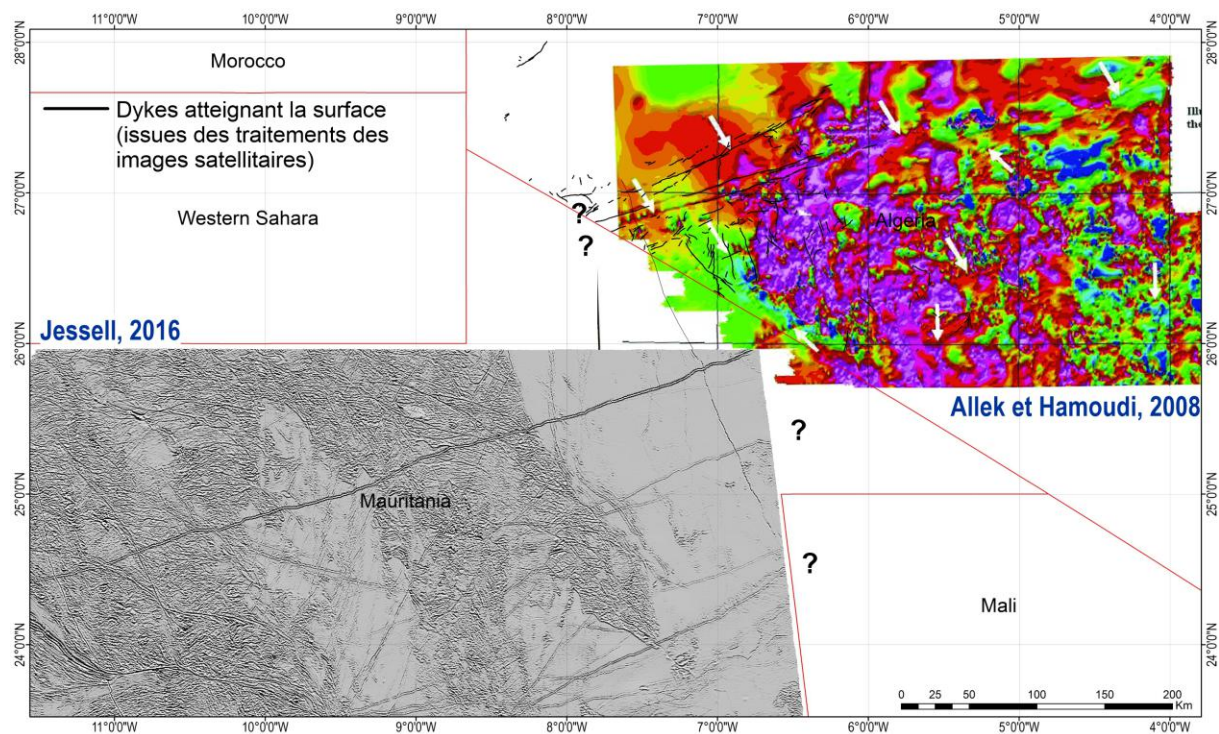


Figure 7.9. Carte issue d'une mosaïque entre deux cartes de l'anomalie magnétique dans la région de la dorsale Réguibat. A droite, carte de l'anomalie magnétique du flanc sud du bassin de Tindouf (Allek et Hamoudi, 2008) et à gauche carte filtrée de l'anomalie magnétique de la Mauritanie (Jessell, 2016).

7.2. Données sismiques et de puits

Dans le but de mieux comprendre la géométrie et la structure profonde des formations sédimentaires et les intrusions de dolérites dans le bassin de Tindouf, on a eu recours aux données de la sismique réflexion réinterprétées et publiées par Kettouche (2009). Les données des puits ont été récupérées à partir d'anciens travaux (Medaouri, 2004 ; Chabou, 2008 ; Kettouche, 2009). 4 nouveaux puits ont été réalisés par la SONATRACH durant la période allant de 2010 à 2013. Les données concernant ces nouveaux puits ne sont pas accessibles pour l’instant.

7.2.1. Données des puits

Les colonnes stratigraphiques de 11 puits (Figure 7.10) dans le bassin de Tindouf, montrent la présence des dolérites sur la majeure partie de ces puits (Figure 7.11).

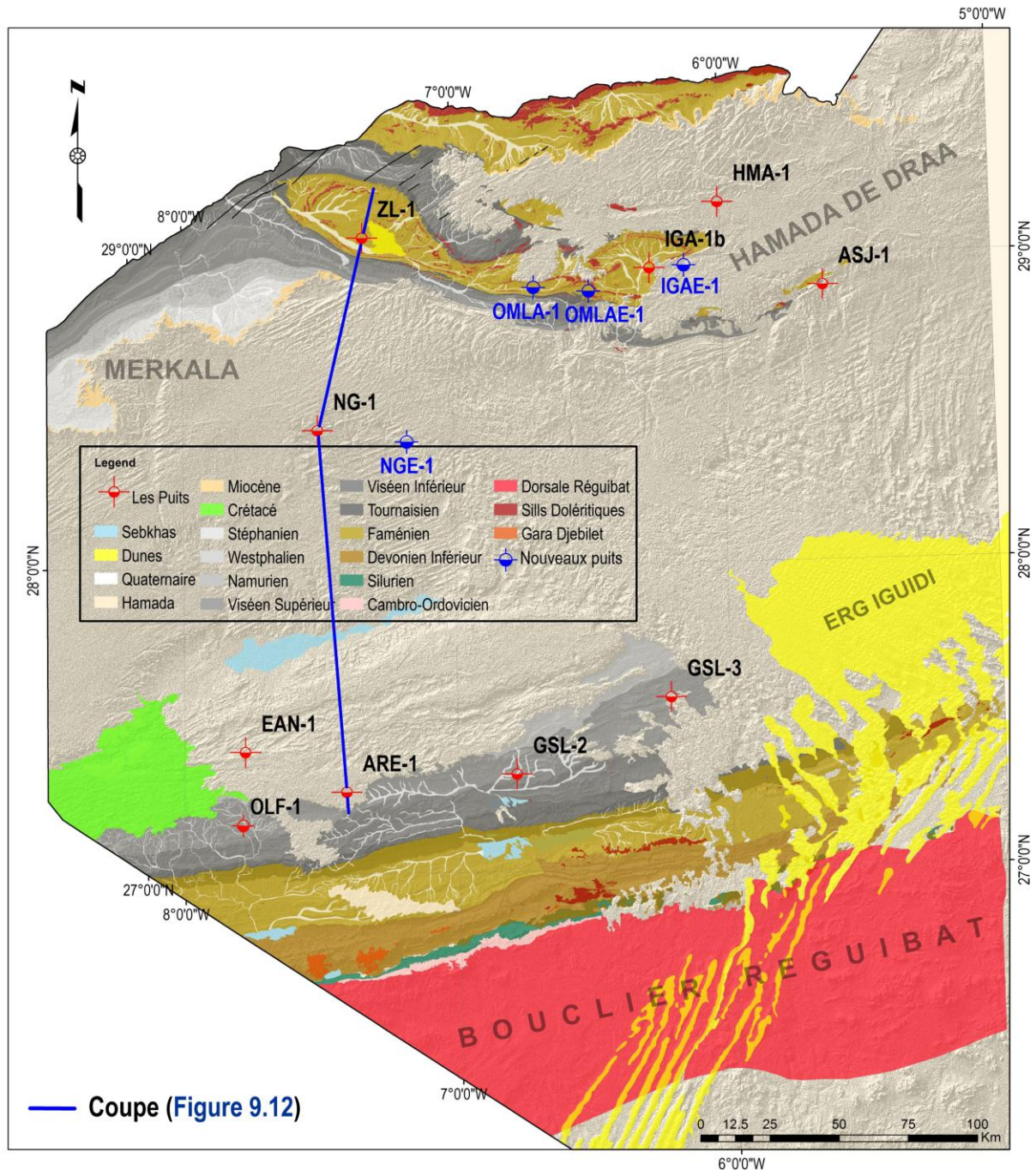


Figure 7.10. Positionnement des puits et du tracé de la coupe sismique (Figure 7.12).

Les dolérites sont abondantes en profondeur, comme le montre les colonnes stratigraphiques des puits HTN-1, EAN-1, GSL-3, NG-1, IGA-1, HMA1 et ASJ-1 (Figure 7.11). Les dolérites sont proches de la surface au Nord où le Dévonien constitue un niveau privilégié de par sa lithologie tendre facilitant l'intrusion des dolérites. Au milieu du bassin, la profondeur des dolérites est très importante, et ont été recoupées dans le Cambrien et le socle (GSL-3, HTN-1 et EAN-1). Les puits GSL-2, ARE-1 et OLF-1 n'ont pas recoupés de dolérites vu leur faible profondeur.

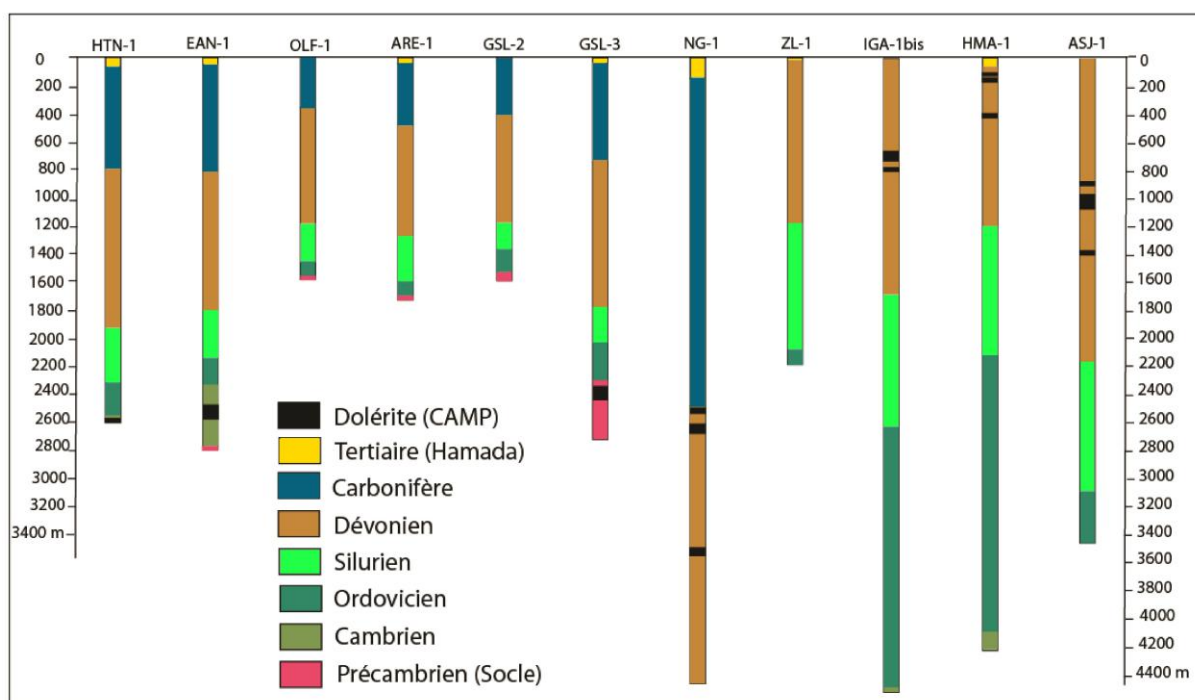


Figure 7.11. Colonnes stratigraphiques des puits dans le bassin de Tindouf avec la position des dolérites (Chabou, 2008).

Le puits ZL-1 (Zémoul-1) ne recoupe pas les dolérites, malgré l'abondance de ces roches dans cette région. De part et d'autre de la structure du Zemoul, les puits ont recoupé la dolérite (IGA-1, ASJ-1 et NG-1) ce qui confirme la nature anticlinale du pli du Zemoul, et le fait que les dolérites suivent la stratification des formations paléozoïques.

Les données des puits montrent que les dolérites sont réparties sur tout le bassin de Tindouf, leur profondeur varie selon la morphologie des sédiments paléozoïques (profondeur considérable au centre du bassin et faible en se rapprochant des flancs nord et sud).

En combinant les données des puits et de surface, on constate que la grande masse de dolérites est introduite dans les formations dévoniennes. D'autres niveaux comme le Tournaisien et le Viséen, sont connus comme encaissant de dolérites (données de surface), mais en subsurface aucun puits n'a traversé des dolérites à ces niveaux (à l'exception de NG-1 qui a recoupé une dolérite dans le Tournaisien). Au Sud, les dolérites s'interstratifient dans les formations cambriennes et précambriennes.

L'information récupérée à partir de puits est très intéressante, mais, elle reste ponctuelle et elle ne donne que la distribution verticale des dolérites. L'évolution dans l'espace de ces dolérites d'un puits à un autre est sujette à interprétation. Pour mieux cerner cet aspect, et dans le but de mieux comprendre la distribution horizontale des dolérites, on a eu recours aux données sismiques.

7.2.2. Données sismiques

Cette partie sera basée sur le travail effectué par Kettouche (2009), La densité du réseau sismique et la bonne interprétation des sections sismiques ont donné de bons résultats. Plusieurs résultats sur l'architecture et la géométrie du bassin ont été présentés dans ce travail.

Nous allons nous intéresser aux dolérites et à leur réponse sismique visible sur les sections comme une discontinuité dans la texture liée aux formations sédimentaires. Si on prend la coupe sismique Nord-Sud, qui traverse les puits ZL-1, NG-1 et ARE-1 du Nord au Sud respectivement (Figure 7.12), on remarque que les réponses sismiques sont bien corrélées aux données des puits, ainsi, une coupe géologique Nord-Sud a été dressée suivant les limites des formations visibles sur la coupe sismique (Figure 7.13).

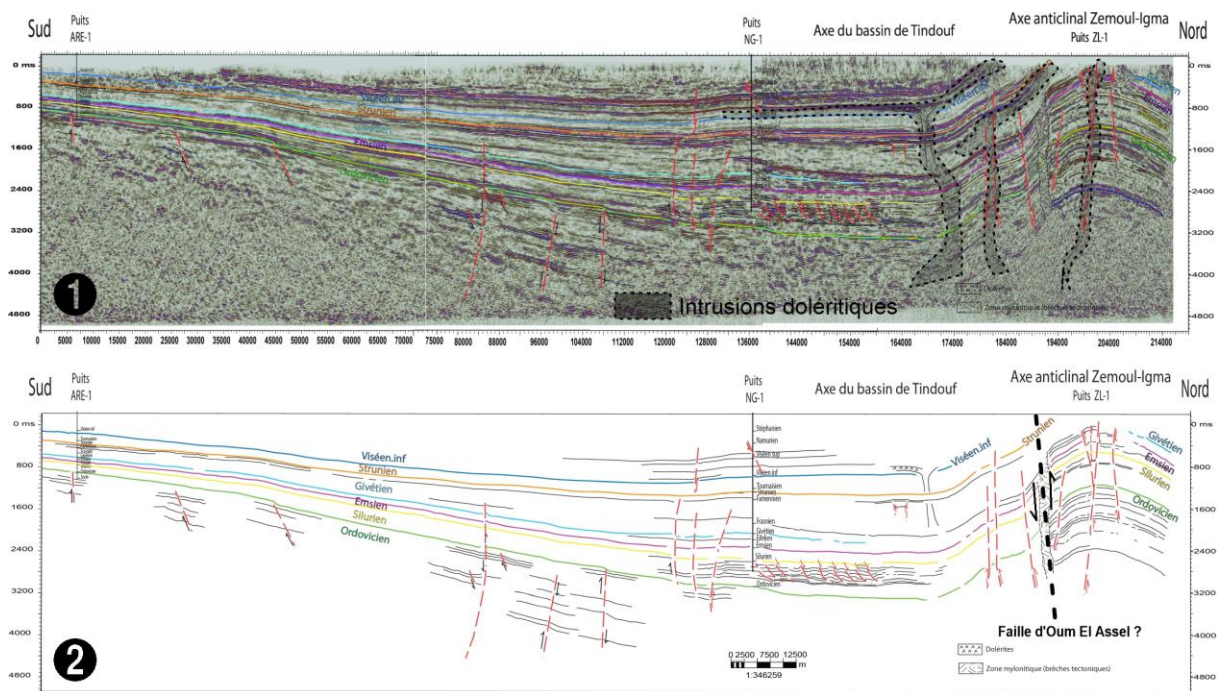


Figure 7.12. Coupe sismique Nord-Sud. (1) Section sismique montrant les différents niveaux stratigraphiques avec des failles et des intrusions interprétées. (2) reconstitution des limites entre les formations sédimentaires, la grande discontinuité représentée par la zone mylonitique peut être liée à la grande faille d'Oum El Assel. Les deux coupes ont été modifiées d'après Kettouche (2009).

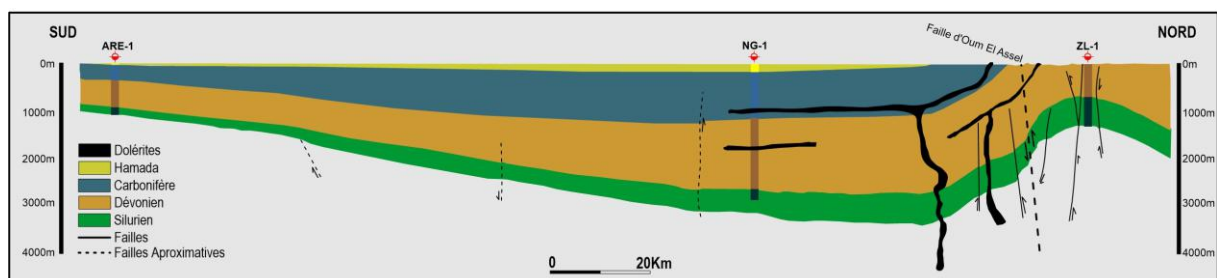


Figure 7.13. Coupe géologique reconstituée depuis les deux coupes de la figure 7.12.

Les données de subsurface ont livré des informations sur la géométrie et la structure du bassin de Tindouf: ainsi, deux systèmes de failles contrôlent l'aspect structural du bassin. Un premier système ancien orienté WNW-ESE à W-E à l'image de la faille de Oum El Assel. Un deuxième système recoupe le premier système, il est orienté NE-SO, ces failles ont joué un rôle très important dans la mise en place des dykes, le magma occupe l'espace créé par les failles, c'est le cas des grands dykes de Ksi-Ksou, Foum Zguid et de Foum Ferkech.

Les données aéro-magnétiques ont montré la complexité et l'importance du système de dykes au Sud, où les dykes recoupent les formations sédimentaires et le socle sur plusieurs centaines de kilomètres (plus de 900 Km de longueur et des dizaines de mètres de largeur pour certains).

Les données des puits et les données sismiques ont montré que les sills sont répartis sur tout le bassin sur de vastes étendues et dans des niveaux stratigraphiques différents. Ces résultats vont nous aider à proposer un mécanisme de mise en place de ces dolérites, tout en prenant en compte les paramètres géochimiques et géochronologiques.

7.3. Mode de mise en place des dolérites de la CAMP dans le bassin de Tindouf

7.3.1. Modèles de mise en place de la CAMP en Algérie

La mise en place des dolérites de la CAMP dans le bassin de Tindouf est contemporaine à la fragmentation initiale de la Pangée et à l'ouverture de l'océan Atlantique. La situation du bassin de Tindouf à la bordure de la zone cratonique, favorise une mise en place suivant le modèle de rupture d'une dalle océanique « *Slab-tearing* ou *Slab-Faillure* » (Hildebrand and Whalen, 2014; Obayashi et al., 2009; Sternai et al., 2014; Whalen et al., 2015). Ce modèle lie la mise en place du magma à une rupture de la dalle de subduction Rheique (Lambeau), après la collision entre le Gondwana et la Laurentia (Figure 7.14).

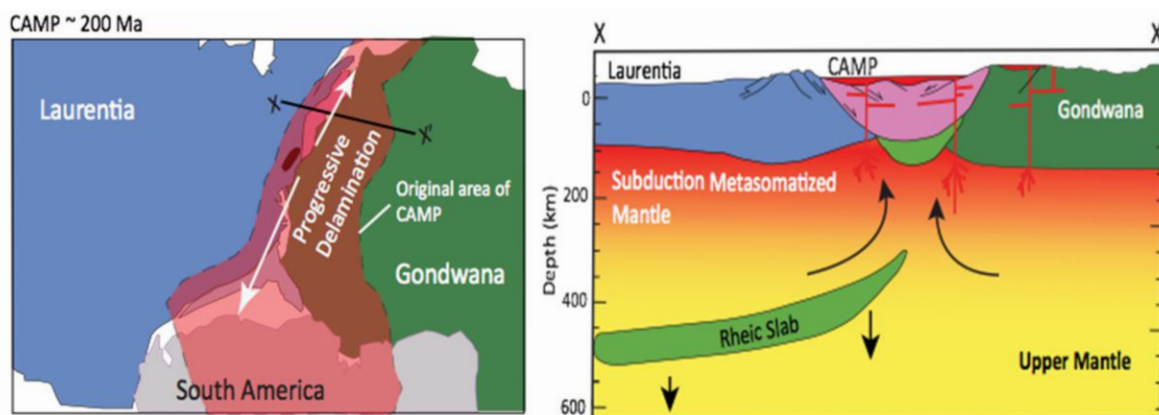


Figure 7.14. Rupture de la dalle Rheique vers 200 Ma engendrant un réchauffement du manteau supérieur et une remontée du matériel magmatique (Whalen et al., 2015).

L'enfouissement de la dalle Rheique dans le manteau provoque une remontée du matériel chaud et une fusion du manteau. Le magma issu de cette fusion va se mettre en place suivant les zones de faiblesse sur les quatre continents. Ce modèle n'explique pas l'existence de groupes géochimiques différents parmi les dolérites de la CAMP. Ces groupes correspondent à des sources différentes de magma. Dans le bassin de Tindouf, le groupe correspondant à l'unité supérieure (pauvre en fer) s'introduit dans le Dévonien supérieur, tandis que celui de l'unité récurrente (riche en fer) est encaissé dans le Carbonifère inférieur ([Figure 7.15](#)).

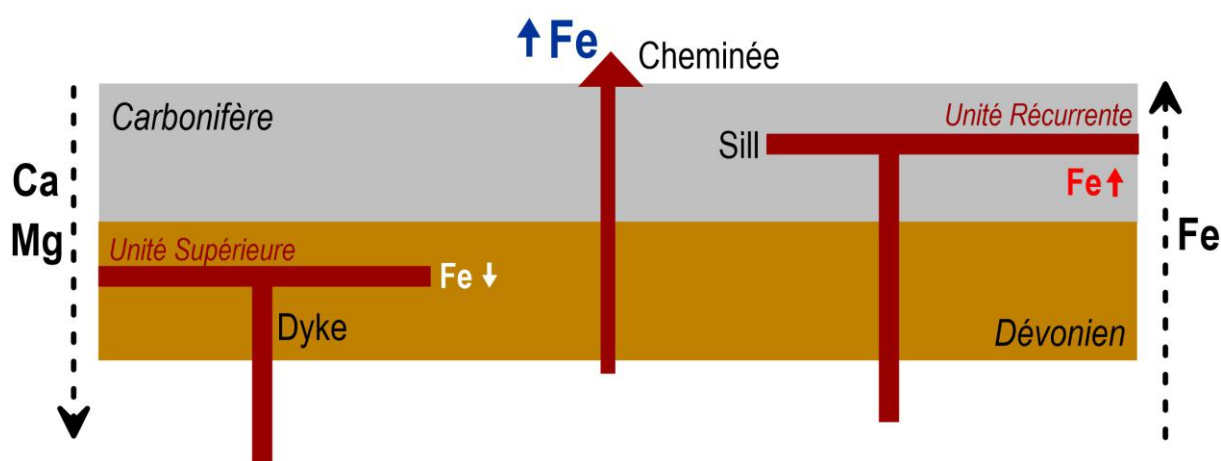


Figure 7.15. Stratigraphie des différents groupes de dolérites dans le bassin de Tindouf et variations de la teneur de certains éléments.

La signature géochimique de l'unité supérieure correspond à une source lithosphérique enrichie tandis que celle de l'unité récurrente est issue d'une source moins enrichie avec intervention présumée d'un composant asthénosphérique (Chabou, 2008). Ces indices sont à la faveur d'une hypothèse d'une phase de réchauffement global, par un panache puis le développement de cellules de convection à la limite entre un craton épais et une lithosphère moins épaissie. C'est le modèle « Edge Driven Convection » (King et Anderson, 1995, 1998). Ce modèle invoque des cellules de convection à petite échelle qui se développent à la limite entre une lithosphère épaisse (sous les cratons) et une lithosphère amincie, avec un courant qui se déplace des cratons en direction de la lithosphère amincie, en engendrant un important magmatisme. La grande partie de la CAMP algérienne se situe à la limite de la zone Cratonique (Bouclier Réguibat). L'existence des dykes de longueurs importantes, qui sont parallèles au bouclier Réguibat, suggère une source d'alimentation liée à ces grands dykes. Le grand dyke de Ksi-Ksou est peut-être la source d'une partie des sills de la CAMP dans le bassin de Tindouf, le dyke de Messejana en Espagne qui serait la continuité du dyke de Ksi-Ksou semble aussi être la source principale du magmatisme de la CAMP en Espagne. Chabou (2008) a donné un modèle géodynamique simplifié illustrant la mise en place des deux unités, avec une contribution asthénosphérique pour l'unité récurrente (Figure 7.16).

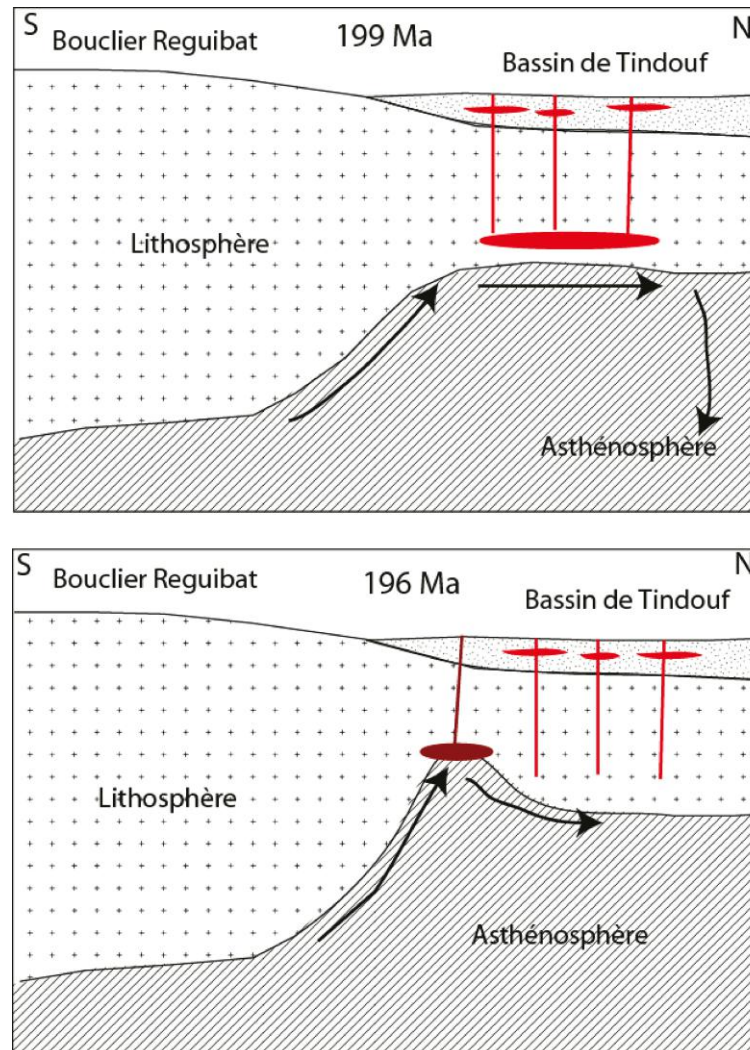


Figure 7.16. Modèle géodynamique simplifié de mise en place du magmatisme de la CAMP dans le Sud-Ouest algérien, exemple du bassin de Tindouf (Chabou, 2008). En rouge : magmas pauvres en Ti d'origine lithosphérique (~199 Ma, par analogie au Maroc ; Knight et al., 2004 ; Marzoli et al., 2004). En marron : magma apparenté à l'unité récurrente, avec contribution asthénosphérique (~196 Ma au Maroc, Verati et al., 2007).

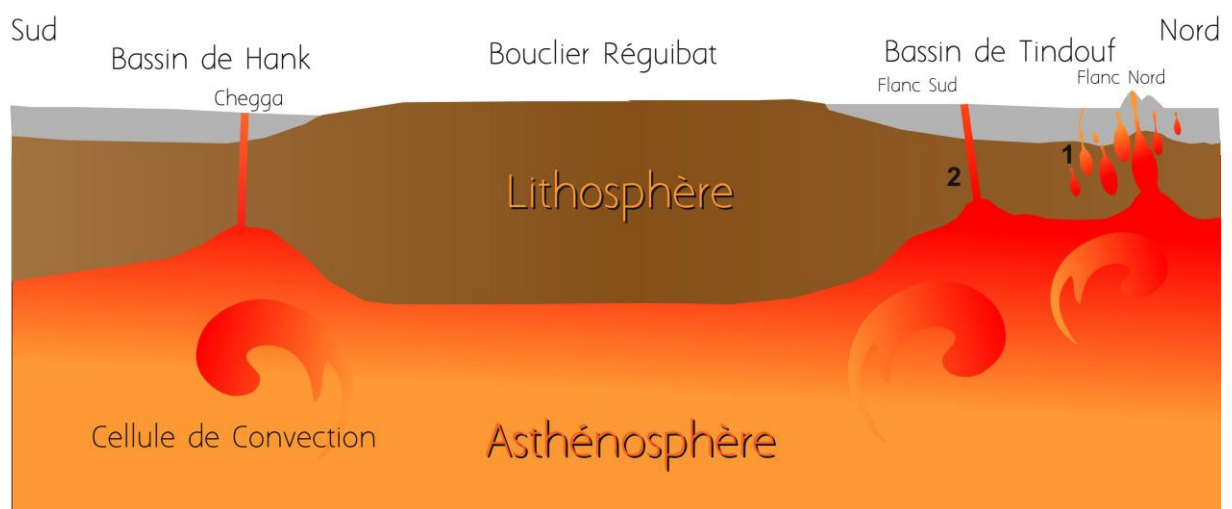


Figure 7.17. Modèle schématique de mise en place des trois types de Dolérites CAMP autour de la Dorsale Réguibat. 1) Mise en place sans contribution asthénosphérique. 2) mise en place avec contribution asthénosphérique Le modèle n'est pas à l'échelle.

7.3.2. Mise en place de la CAMP dans le bassin de Tindouf

La mise en place des dolérites dans le bassin de Tindouf est fortement contrôlée par les événements tectoniques qui ont affecté la région. Le modèle suivant schématise la structuration du flanc nord du bassin de Tindouf par les deux systèmes de failles cités précédemment (Figure 7.18).

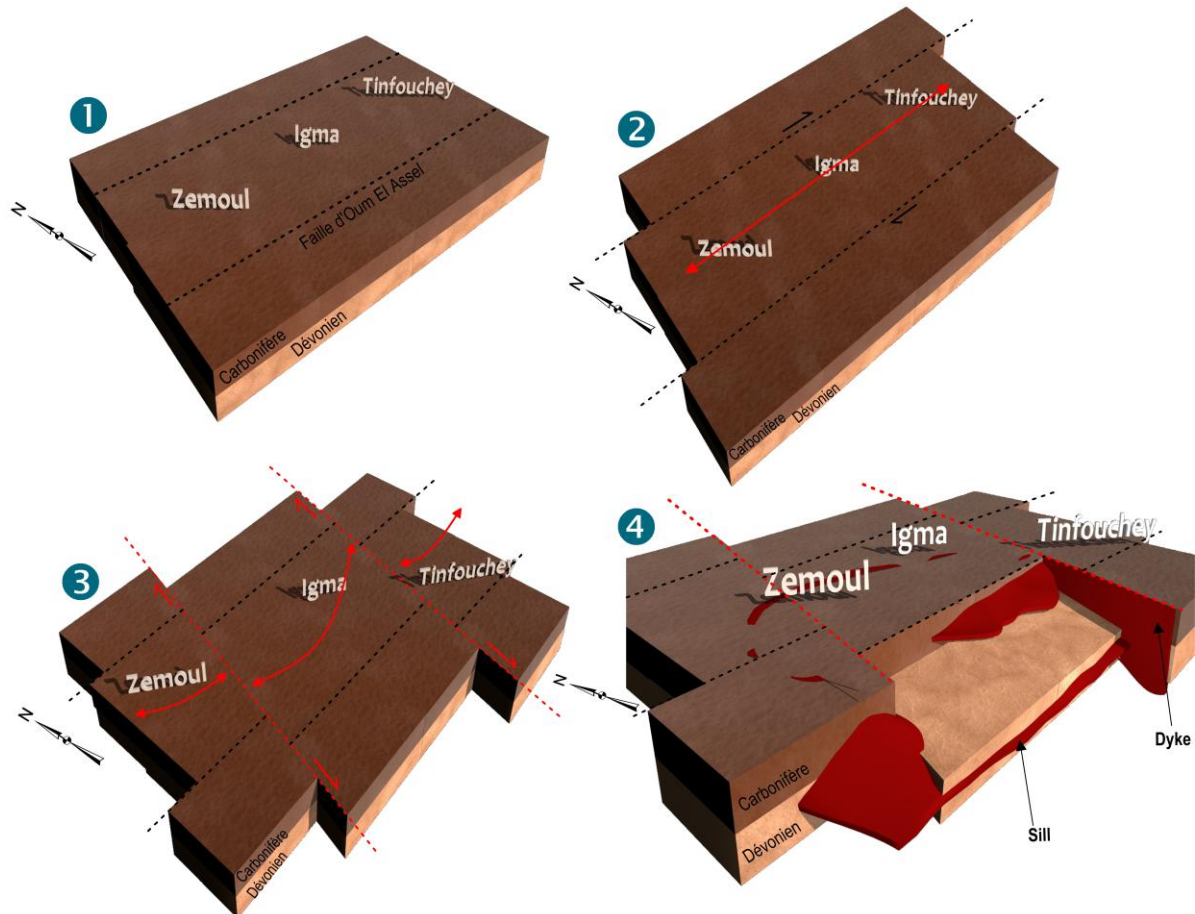


Figure 7.18. Structuration du bassin de Tindouf par deux systèmes de failles. ❶ État initial du bassin affecté suite aux orogénèses antéhercyniennes par des failles normales orientées O-E à ONO-ESE, c'est le premier système de failles. ❷ Stade initial avec une rejeu de failles en cisaillement dextre, il correspond au début de la phase hercynienne. ❸ Stade final de la phase hercynienne avec apparition d'un deuxième système de failles orienté NE-SW, ce système de failles correspond aux failles de type P dans le modèle de Riedel. Le grand axe du pli Zemoul-Igma-Tinfouchey est réorienté suivant ce deuxième système de failles ❹ la mise en place des sills et des dykes. Les dykes sont introduits dans le deuxième type de failles. D'où leur orientation NE-SO. Les sills épousent la forme plissée des formations paléozoïques.

Au sud du bassin, la tectonique hercynienne a été moins importante dans cette région et la mise en place du magma est contrôlée par les grandes failles orientées E-O à ENE-OSO. Les dolérites occupent les vestiges de ces grandes failles (dykes). Les sills sont moins abondants en surface et leur mise en place est assez simple comparée à celle du flanc nord du bassin (Figure 7.19).

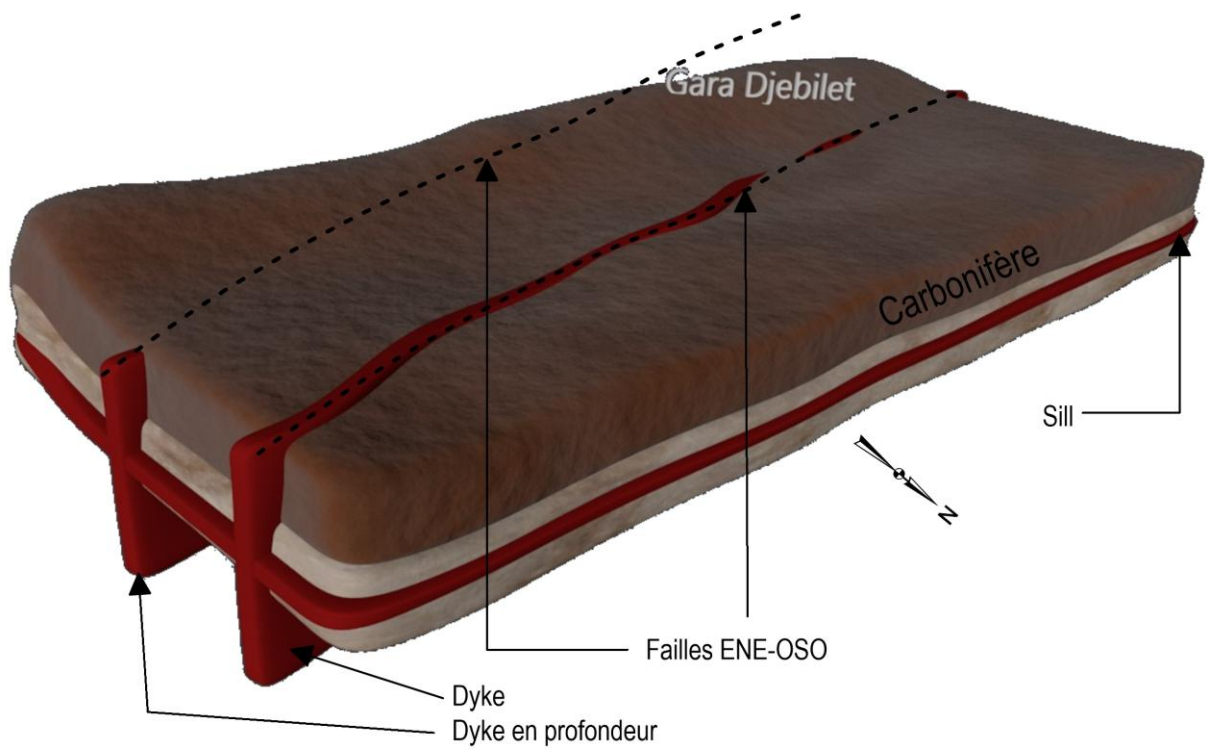


Figure 7.19. Mise en place des dolérites suivant les grandes failles ENE-OSO, flanc sud du bassin de Tindouf.

Au niveau du flanc nord du bassin de Tindouf, les sills donnent l'impression d'être déformés de la même manière que les formations paléozoïques (Figure 7.20).

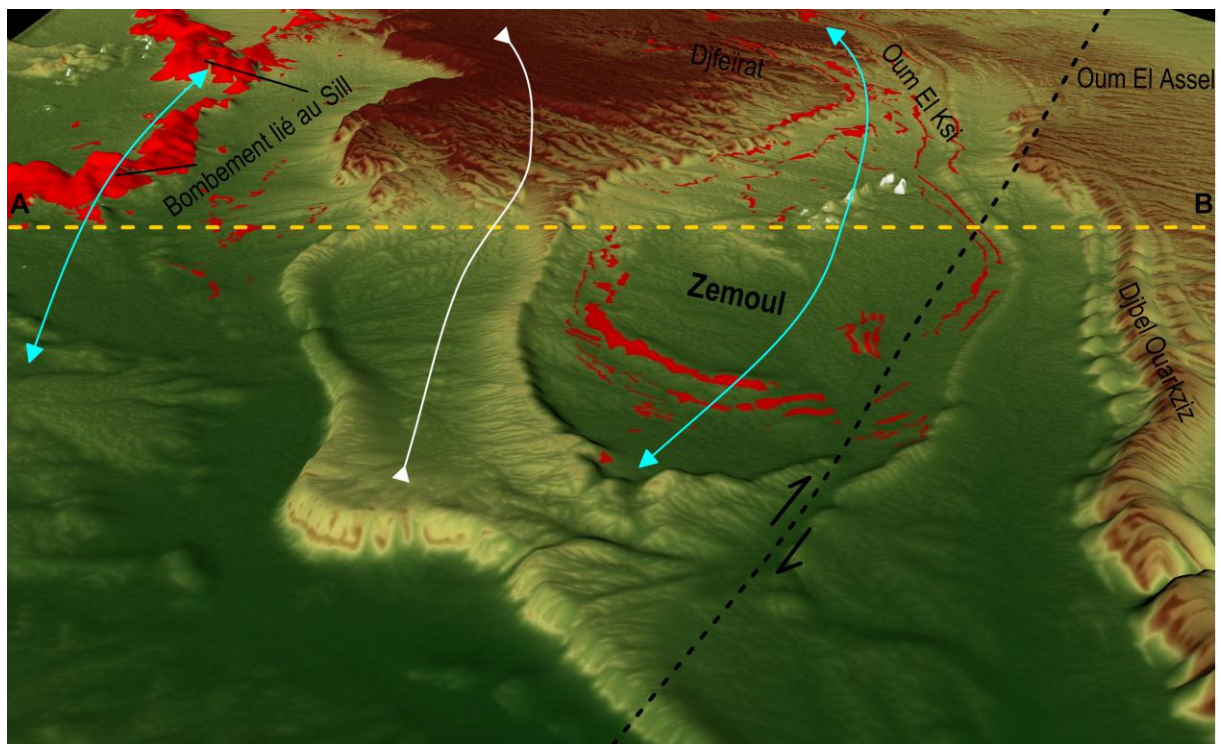


Figure 7.20. Modèle numérique de terrain (MNT) dans la région de Zemoul affiché en 3D. Ce modèle montre la forme des sills qui s'accorde avec l'axe anticlinal Zemoul.

Si les sills sont vraiment déformés au même titre que les formations paléozoïques, leur mise en place serait antéhercynienne, ce qui est en contradiction avec les datations qui indiquent une mise en place des dolérites autour de 200 Ma (Chabou et al., 2007; 2008). Les données de télédétection ont mis en évidence les deux groupes de sills (unités supérieure et récurrente), qui forment deux enveloppes autour de l'anticlinal Zemoul-Igma, ce qui indique que les sills suivent la déformation des formations paléozoïques en profondeur. Ce fait a été confirmé par les données sismiques et aéro-gravimétriques. Le mode de mise en place des sills à travers les formations paléozoïques plissées implique une injection importante et puissante de magma. La corrélation entre les résultats de télédétection et le modèle numérique de terrain montre que les zones d'affleurement des sills et des massifs volcaniques présentent des bombements remarquables, tandis que les terrains du voisinage sont pénéplaines (Figure 7.21). Ces bombements témoignent de la puissance d'intrusion du magma, à travers les formations plastiques du Paléozoïque.

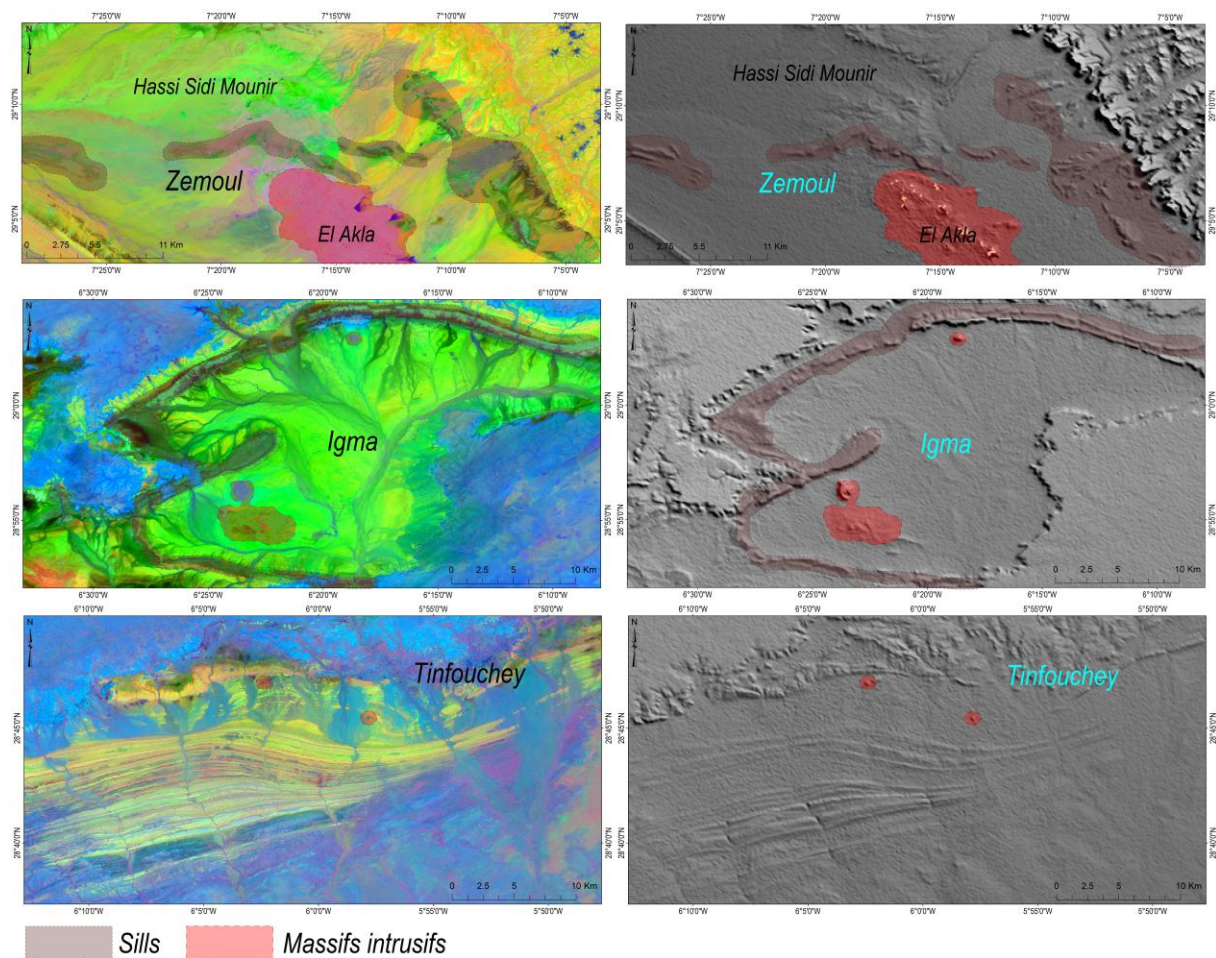


Figure 7.21. Bombement liées à la mise en place des dolérites dans le flanc nord du bassin de Tindouf.

Une relation entre la nature des formations encaissantes et la puissance des sills est évidente. Les sills les plus épais affleurent au niveau des argiles plastiques du Famennien, cette nature plastique des argiles se traduit par des bombements considérables. Les sills qui affleurent au niveau du Viséen et de Tournaisien n'ont pas un grand effet sur l'encaissant (faibles bombements), cela est dû à la nature de ces formations essentiellement formées par des calcaires et des grès. Les niveaux les plus plastiques du Paléozoïque ont donc constitué les niveaux de prédilection pour la mise en place du magma.

Le mode de mise en place des dolérites dans la région de Zemoul est illustré dans la coupe géologique AB de la [figure 7.22](#), le tracé de cette coupe étant visible sur la figure 7.20.

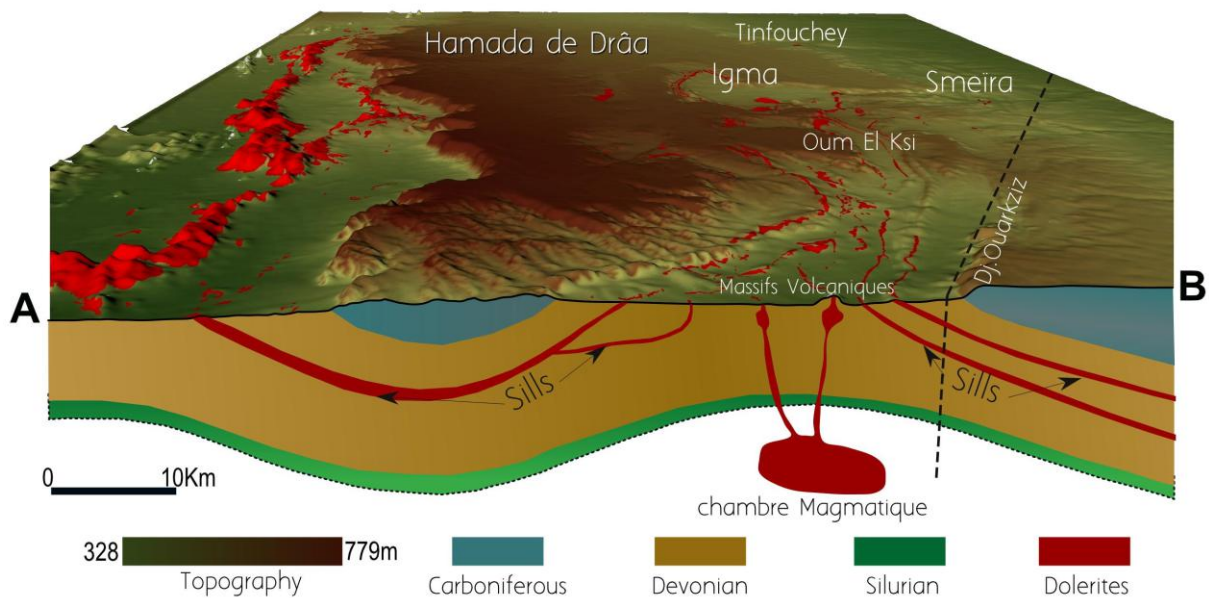


Figure 7.22. Modèle 3D illustrant le mode de mise en place des sills et des massifs volcaniques (Cheminées dans le flanc nord du bassin de Tindouf).

7.4. Conclusion

Les données de subsurface ont apporté d'importantes informations sur la distribution en subsurface des formations magmatiques de la CAMP, et apportent des éclaircissements sur le mode de mise en place des dolérites CAMP dans le bassin de Tindouf. Le volume du magma mis en place en subsurface est très important, et la quantité qui affleure en surface n'est qu'une partie minime de cette province. Les sills forment le volume le plus important au nord, tandis que les dykes sont plus abondants au sud. Les massifs volcaniques qu'on a cartographiés en surface occupent le cœur des plis, et le volume des chambres magmatiques qui leur ont données naissance sont importants, comme le montre les données gravimétriques sous les massifs d'El Akla et d'Igma.

La mise en place des dykes est fortement contrôlée par les failles NE-SW, les dolérites se sont introduits dans les vestiges de ces failles. Leur longueur et épaisseur sont très importantes, des dykes atteignent plus de 500 km de longueur et traversent tous le bassin de Tindouf du NE au SO.

Les sills se sont introduits dans les niveaux plastiques (Argiles du Famennien) des formations paléozoïques. Les intrusions peuvent se suivre sur des centaines de kilomètres et d'une façon continue.

Les massifs volcaniques occupent les cœurs des axes des plis d'Igma, Zemoul, Smeïra, Oum El Ksi et Tinfouchey. Leur mise en place dans ces zones indique une source locale et sous-jacente. Cela peut être expliqué par la présence de chambres magmatiques à l'origine de ces massifs,

Conclusion Générale

Cette étude a montré le potentiel de combiner plusieurs sources de données pour la cartographie des dolérites CAMP dans le bassin de Tindouf. L'utilisation de l'imagerie satellitaire nous a permis de cartographier les affleurements des dolérites en surface, tandis que les données sismiques et gravimétriques nous ont apportés des informations sur la distribution en subsurface et sur le volume de ces dolérites. Les données géochimiques nous ont permis de classer les dolérites de la CAMP dans le bassin de Tindouf en trois groupes.

Résultats marquants

Parmi les résultats les plus marquants, on peut citer :

- ▶ Une cartographie précise des dolérites et des formations paléozoïques du bassin de Tindouf, en utilisant les techniques de la télédétection. (à la limite de la résolution des images).
- ▶ Les dolérites cartographiées se présentent sous forme de sills, de dykes et aussi de massifs volcaniques, ces massifs volcaniques sont localisés aux cœurs des anticlinaux du Zemoul, Igma, Oum El Ksi, Smeïra et Tinfouchey.
- ▶ Les données géochimiques montrent l'existence de trois groupes de dolérites, un premier groupe appartenant à l'unité supérieure localisé dans les argiles du Dévonien supérieur. Le deuxième groupe consiste en dolérites de l'unité récurrente, en intrusion dans les formations tournaisiennes et viséennes. Le troisième groupe est celui des cheminées de Zemoul et d'Igma.
- ▶ L'utilisation des résultats géochimiques pour définir des traitements avancés sur les images de télédétection a livré de très bons résultats. Des rapports de bandes (7/6, 6/5 et 5/4) ont été appliqués et semblent être très efficaces pour la cartographie "géochimique" des dolérites, les rapports ont donné les mêmes résultats pour les dolérites dans les régions de Bechar, Chenachen et Chegaa (Voir l'annexe).
- ▶ Un indice des dolérites a été défini dans ce travail, et permet une cartographie directe, rapide et efficace de ces formations.
- ▶ Le groupe de dolérites appartenant aux massifs volcaniques présente un enrichissement en sulfures volcaniques, les analyses par MEB/EDS montrent que ces dolérites contiennent des concentrations assez fortes en Cu, Pb, Zn, Ti et As, ce qui fait de ces massifs des gisement potentiels de cuivre, du plomb et de Zinc. Les analyses ont montré aussi des traces d'éléments du groupe du Platine PGE (Pt, Ag, Os...), on connaît dans le monde des gisements de ces éléments liés à des provinces magmatiques (Bushveld, Sudbury, Minnesota...). Les sulfures des cheminées doléritiques du flanc nord du bassin de Tindouf ont de grandes potentialités pour former de bons gisements en Cu-PGE-Ni.

► Les données géophysiques de subsurface ont montré l'importance des sills dans le flanc nord du bassin de Tindouf, comme elles ont aussi montré l'importance des dykes qui présentent des longueurs et des épaisseurs très importantes dans le sud du bassin. Le dyke de Ksi-Ksou traverse tout le bassin de Tindouf du NE au SO, sa trace en affleurement est visible sur les images satellitaires et sur Google Earth jusque dans le domaine plissé de l'Atlas.

► Les grands dykes dans le bassin de Tindouf sont parallèles (Foum-Zguid, Foum-Ferkech, Ksi-Ksou et plusieurs autres dykes). Ces dykes sont orientés NE-SO au Nord et ENE-OSO vers le Sud, ils semblent converger vers un seul point, situé en Mauritanie.

► Un modèle géodynamique (schématique) de mise en place des dolérites de la CAMP dans le bassin de Tindouf a été présenté. Ce modèle invoque un réchauffement global du manteau sous la Pangée, suivi d'un développement de cellules de convection à petite échelle (« Edge Driven Convection ») à la limite entre la lithosphère épaisse du bouclier Reguibat et la lithosphère mince au niveau des bassins adjacents (Tindouf, Hank, Ahnet, Taoudeni).

Recommandations

Certains aspects liés aux dolérites du bassin de Tindouf doivent être approfondis et étudiés en détails.

Il est nécessaire de réaliser des datations et des analyses géochimiques en éléments traces et isotopiques sur les massifs volcaniques (cheminées) du flanc Nord du bassin de Tindouf .

Réaliser une étude géochimique détaillée des sulfures observés au niveau des cheminées volcaniques du flanc Nord du bassin de Tindouf, estimer le volume de ces cheminées en utilisant les données aéromagnétiques à grande échelle. Ceci permettra de déterminer les potentialités métallifères de ces cheminées doléritiques.

Réaliser une étude détaillée de ces dolérites sur le terrain, prendre plusieurs échantillons (de différents groupes) et faire des mesures radiométriques in situ, créer une bibliothèque spectrale des dolérites de la région, cette dernière va constituer une base pour des études par imagerie hyperspectrale.

Récupérer les données du bruit ambiant de notre région pour pouvoir extraire des informations sur la structure de la croûte et du manteau supérieur de la région. Cette méthode consiste à extraire les ondes de surface contenue dans le signal obtenu à partir de la corrélation des enregistrements continus du bruit ambiant entre chaque paire de stations sismiques.



Références Bibliographiques



Abulghasem, Y.A., Akhir, J.M., Samsudin, A.R., Hassan, W.F.W., Youshah, B.M., 2011. Integrated Data of Remote Sensing and Geophysical Data for Iron Ore Exploration in the Western Part of Wadi Shatti District, Libya. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering* 16.

Abweny, M.S., van Ruitenbeek, F.J., de Smeth, B., Woldai, T., van der Meer, F.D., Cudahy, T., Zegers, T., Blom, J.-K., Thuss, B., 2016. Short-Wavelength Infrared (SWIR) Spectroscopy of Low-Grade Metamorphic Volcanic Rocks of the Pilbara Craton. *Journal of African Earth Sciences*.

Adams, J.B., 1974. Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. *Journal of Geophysical Research* 79, 4829-4836.

Adams, J.B., 1975. Interpretation of visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes and other rock-forming minerals. *Infrared and Raman spectroscopy of lunar and terrestrial minerals*, 91-116.

Adams, J.B., Goullaud, L.H., 1978. Plagioclase feldspars-Visible and near infrared diffuse reflectance spectra as applied to remote sensing, *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, pp. 2901-2909.

Albarede, F., 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97, 10997-11009.

Allek, K., 2005. Traitement et interprétation des données aéromagnétiques acquises au dessus des blocs de Tindouf et Eglab (Sud Ouest algérien): impact sur l'exploration du diamant. These de magister, USTHB, Alger.

Allek, K., 2013. La modélisation predictive en recherche miniere-apport de la logique floue à l'exploration du diamant dans la région de l'eglab, algérie.

Allek, K., Hamoudi, M., 2008. Regional-scale aeromagnetic survey of the south-west of Algeria: A tool for area selection for diamond exploration. *Journal of African Earth Sciences* 50, 67-78.

Amri, K., Mahdjoub, Y., Guergour, L., 2011. Use of Landsat 7 ETM+ for lithological and structural mapping of Wadi Afara Heouine area (Tahifet–Central Hoggar, Algeria). *Arab J Geosci* 4, 1273-1287.

Anderson, D.L., 1994. The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs. *Earth and Planetary Science Letters* 123, 269-280.

Anderson, D.L., Dziewonski, A.M., 1982. Upper mantle anisotropy: evidence from free oscillations. *Geophysical Journal International* 69, 383-404.

Aouragh, M.H., Essahlaoui, A., Ouali, A.E., Hmaidi, A.E., Kamel, S., 2012. Lineaments Frequencies from Landsat ETM+ of the Middle Atlas Plateau (Morocco). *Research Journal of Earth Sciences* 4, 23-29.

Askri, H., Belmecheri, A., Benrabah, B., Boudjema, A., Boumendjel, K., Daoudi, M., Drid, M., Ghalem, T., Docca, A., Ghandriche, H., 1995. *Geology of Algeria, Well Evaluation Conference Algeria*, pp. 1-93.

Auvray, C., Trannoy, A., 1992. Décomposition par source de l'inégalité des revenus à l'aide de la Valeur Shapley. *Journées de Microéconomie Appliquées*, Sfax, Tunisie.

B

Becker, K., Tanner, D.C., Franke, D., Krawczyk, C.M., 2016. Fault controlled lithospheric detachment of the volcanic southern South Atlantic rift. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.

Belabbes, S., 2003. La mise en place d'une base de données gravimétriques de l'Algérie et l'interprétation des données gravimétriques du bassin de Tindouf. Thèse de Doctorat. USTHB, Algérie.

Belkhodja, M., Benseradj, M., 1990. Mise au Point des Connaissances Géologiques et Problèmes Pétroliers-Bassin de Tindouf. Rapport Interne SH/Exploration/District7.

Benali, H., Kolli, O., 2007. Les minéralisation associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie.

Bersi, M., Saibi, H., Chabou, M.C., 2016. Aerogravity and remote sensing observations of an iron deposit in Gara Djebilet, southwestern Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 116, 134-150.

Bertrand, H., 1991. The Mesozoic tholeiitic province of northwest Africa: a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic, Magmatism in extensional structural settings. *Springer*, pp. 147-188.

Bertrand, H., Fornari, M., Marzoli, A., García-Duarte, R., Sempere, T., 2014. The Central Atlantic Magmatic Province extends into Bolivia. *Lithos* 188, 33-43.

Bitam, L., Guervennec, R., Robardet, M., 1996. Les formations paléozoïques anté-carbonifères du sous bassin de Djebilet (flanc Sud du bassin de Tindouf), Nord-Ouest du Sahara Algérien. *Mém. Serv. Géol. Algérie* 8, 91-111.

- Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., R. B., Bertrand, J., M. B.A., Fabre, J., Lesquer, A., 1979. Evidence for late precambrian plate-tectonics in West Africa. *Nature* 278, 223-227.
- Blackburn, T.J., Olsen, P.E., Bowring, S.A., McLean, N.M., Kent, D.V., Puffer, J., McHone, G., Rasbury, E.T., Et-Touhami, M., 2013. Zircon U-Pb geochronology links the end-Triassic extinction with the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 340, 941-945.
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494-1498.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., Biancale, R., Gabalda, G., Moreaux, G., Reinquin, F., 2012. World Gravity Map., Bureau Gravimétrique International (BGI), map. CGMW-BGI-CNES-IRD Ed., Paris.
- Boubekri, H., Hamoudi, M., Bendaoud, A., Priezzhev, I., Allek, K., 2015. 3D structural cartography based on magnetic and gravity data inversion—Case of South-West Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 112, 471-484.
- Boullier, A.-M., 1979. Charriage et déformations de l'Unité Granulitique des Iforas au cours de l'orogénèse Pan-Africaine. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 21, 377-382.
- Boullier, A.-M., 1982. Étude structurale du centre de l'Adrar des Iforas (Mali): mylonites et tectogénèse. Institut National Polytechnique de Lorraine-INPL.
- Bouterfas, A., 2015. Inventaire des substances minérales métalliques ferreuses et non ferreuses et métaux précieux des Monts de Tlemcen.
- Brahmi, B., Djemai, S., Bendaoud, A., Haddoum, H., Berraki, F., Deroin, J.-P., Kienast, J.-R., Ouzegane, K., 2012. Utilisation Des Images Landsat 7 Etm+ Et Alos Scansar Pour La Cartographie De La Déformation Contemporaine Du Métamorphisme Paléoproterozoïque De Très Haute Température De L'in Ouzal Nord (Hoggar, Algérie). *Photo Interprétation* 48, 18.
- Bryan, S.E., Ferrari, L., 2013. Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *Geological Society of America Bulletin* 125, 1053-1078.
- Burd, A., Booker, J., Mackie, R., Favetto, A., Pomposiello, M., 2014. Three-dimensional electrical conductivity in the mantle beneath the Payún Matrú Volcanic Field in the Andean backarc of Argentina near 36.5° S: evidence for decapitation of a mantle plume by resurgent upper mantle shear during slab steepening. *Geophysical Journal International* 198, 812-827.



Cagney, N., Crameri, F., Newsome, W., Lithgow-Bertelloni, C., Cotel, A., Hart, S., Whitehead, J., 2016. Constraining the source of mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters* 435, 55-63.

Campbell, I.H., Griffiths, R.W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 99, 79-93.

Cattel, R.B., 1966. The Scree Test for the Number of Factors. *Multivariate Behavioral Research* 1(2), 31.

Chabou, M., 2001. Etude pétrographique et géochimique du magmatisme mésozoïque de l'Ouest de la plate-forme saharienne. Mémoire de Magister, Ecole Nationale Polytechnique, Alger.

Chabou, M.C., 2008. Datation ^{39}Ar - ^{40}Ar et géochimie de la province magmatique de l'atlantique central dans le Sud-Ouest algérien. Ecole nationale supérieure polytechnique.

Chabou, M.C., Bertrand, H., Sebaï, A., 2010. Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south-western Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 58, 211-219.

Chabou, M.C., Sebai, A., Féraud, G., Bertrand, H., 2007. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la province magmatique de l'Atlantique central dans le Sud-Ouest algérien. *Comptes Rendus Geoscience* 339, 970-978.

Chen, Z., Yan, H., Li, J., Zhang, G., Zhang, Z., Liu, B., 1999. Relationship between Tertiary volcanic rocks and hydrocarbons in the Liaohe Basin, People's Republic of China. *AAPG Bulletin* 83, 1004-1014.

Chiaradia, M., Fontboté, L., Paladines, A., 2004. Metal sources in mineral deposits and crustal rocks of Ecuador (1 N–4 S): a lead isotope synthesis. *Economic Geology* 99, 1085-1106.

Choubert, G., 1951. Les dolérites hercyniennes du Sud marocain. *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances De L'Academie Des Sciences* 233, 701-703.

Chouteau, M., 2002. Géophysique appliquée I.

Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Antonielli, B., Moretti, S., Righini, G., 2013a. Remote sensing techniques using Landsat ETM plus applied to the detection of iron ore deposits in Western Africa. *Arab J Geosci* 6, 4529-4546.

- Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Del Ventisette, C., Moretti, S., 2013b. Potential Use of Remote Sensing Techniques for Exploration of Iron Deposits in Western Sahara and Southwest of Algeria. *Natural resources research* 22, 179-190.
- Cirrincone, R., Fiannacca, P., Lustrino, M., Romano, V., Tranchina, A., 2014. Late Triassic tholeiitic magmatism in Western Sicily: A possible extension of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in the Central Mediterranean area? *Lithos* 188, 60-71.
- Clark, R.N., 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. *Manual of remote sensing* 3, 3-58.
- Clark, R.N., King, T.V., Klejwa, M., Swayze, G.A., Vergo, N., 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95, 12653-12680.
- Clark, R.N., Swayze, G.A., Livo, K.E., Kokaly, R.F., Sutley, S.J., Dalton, J.B., McDougal, R.R., Gent, C.A., 2003. Imaging spectroscopy: Earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems. *Journal of Geophysical Research: Planets* 108.
- Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Kokaly, R.F., Sutley, S.J., 2007. USGS digital spectral library splib06a. US Geological Survey Reston, VA.
- Clenet, H., Pinet, P., Ceuleneer, G., Daydou, Y., Heuripeau, F., Rosemberg, C., Bibring, J.P., Bellucci, G., Altieri, F., Gondet, B., 2013. A systematic mapping procedure based on the Modified Gaussian Model to characterize magmatic units from olivine/pyroxenes mixtures: Application to the Syrtis Major volcanic shield on Mars. *J Geophys Res-Planet* 118, 1632-1655.
- Cloutis, E., Berg, B., Mann, P., Applin, D., 2016a. Reflectance spectroscopy of low atomic weight and Na-rich minerals: Borates, hydroxides, nitrates, nitrites, and peroxides. *Icarus* 264, 20-36.
- Cloutis, E., MacKay, A., Norman, L., Goltz, D., 2016b. Identification of historic artists' pigments using spectral reflectance and X-ray diffraction properties I. Iron oxide and oxyhydroxide-rich pigments. *Journal of Near Infrared Spectroscopy* 24, 27-45.
- Coffin, M.F., Eldholm, O., 2005. Large igneous provinces. *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Oxford, 315-323.
- Cohen, A.S., Coe, A.L., 2002. New geochemical evidence for the onset of volcanism in the Central Atlantic magmatic province and environmental change at the Triassic-Jurassic boundary. *Geology* 30, 267-270.
- Cohen, A.S., Coe, A.L., 2007. The impact of the Central Atlantic Magmatic Province on climate and on the Sr-and Os-isotope evolution of seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 374-390.

Coltice, N., Bertrand, H., Rey, P., Jourdan, F., Phillips, B.R., Ricard, Y., 2009. Global warming of the mantle beneath continents back to the Archaean. *Gondwana Research* 15, 254-266.

Conrad, J., 1972. Distension jurassique et tectonique éocénacée sur le Nord-Ouest de la plate-forme africaine (Bassin de Reggan, Sahara central). *C. R. Acad. Sci., Paris* 274, 2423-2426.

Coulibaly, L., 1996. Interprétation structurale des linéaments par traitement d'images satellitaires : cas des sous-provinces d'Abitibi et d'Opatika, Département de géographie et télédétection. Université de Sherbrooke, Québec, Canada, p. 106.

Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., Besse, J., 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters* 166, 177-195.

Courtillot, V.E., Renne, P.R., 2003. On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience* 335, 113-140.

D

Daultrey, S., 1976. Principal Components Analysis. *Geo Abstracts*, University of East Anglia.

Davies, G.F., 1995. Penetration of plates and plumes through the mantle transition zone. *Earth and Planetary Science Letters* 133, 507-516.

Davies, G.F., 1999. *Dynamic Earth: plates, plumes and mantle convection*. Cambridge University Press.

Davies, J., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Schaltegger, U., 2015. Exploring the pre-eruptive history of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) and the link with the end Triassic extinction using high precision U-Pb zircon and baddeleyite geochronology.

DePaolo, D.J., Manga, M., 2003. Deep origin of hotspots-the mantle plume model. *Science* New York Then Washington-, 920-920.

Destombes, J., Hollard, H., Willefert, S., 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. *Lower Palaeozoic rocks of the world* 4, 157-184.

Dillon, W.P., Sougy, J.M., 1974. *Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands, The ocean basins and margins*. Springer, pp. 315-390.

Donzeau M, Z.K., 1973. La jonction Ougarta-Anti-Atlas: structure de la région de Tadaout el Berhil (Sahara occidental algérien). Bulletin Société Histoire Naturelle Afrique Nord 64, 13.

Drareni, A., 2008. Géochimie et géochronologie de la croûte continentale archéenne et éburnéenne de l'Ouest du Hoggar et des Eglab.



Ennih, N., Laduron, D., Greiling, R., Errami, E., De Wall, H., Boutaleb, M., 2001. Superposition de la tectonique éburnéenne et panafricaine dans les granitoïdes de la bordure nord du craton ouest africain, boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central, Maroc. Journal of African Earth Sciences 32, 677-693.

Ennih, N., Liégeois, J.-P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. Precambrian Research 112, 289-302.

Ernst, R.E., 2014. Large igneous provinces. Cambridge University Press.

Ernst, R.E., Bleeker, W., Söderlund, U., Kerr, A.C., 2013. Large Igneous Provinces and supercontinents: Toward completing the plate tectonic revolution. Lithos 174, 1-14.

Ernst, R.E., Buchan, K.L., 2002. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces. Journal of Geodynamics 34, 309-342.

Ernst, R.E., Jowitt, S.M., 2013. Large igneous provinces (LIPs) and metallogeny. Society of Economic Geologists special publication 17, 17-51.

Escadafal, R., 1989. Remote sensing of arid soil surface color with Landsat thematic mapper. Advances in space research 9, 159-163.

Escadafal, R., 1994. Soil spectral properties and their relationships with environmental parameters-examples from arid regions, Imaging Spectrometry—A Tool for Environmental Observations. Springer, pp. 71-87.

Escadafal, R., Girard, M.C., Courault, D., 1989. Munsell Soil Color and Soil Reflectance in the Visible Spectral Bands of Landsat Mss and Tm Data. Remote Sensing of Environment 27, 37-46.

F

Fabre, J., 1976. Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. publisher not identified ED.

Fabre, J., 1988. Les séries paléozoïques d'Afrique: une approche. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 7, 1-40.

Fabre, J., 2005. Géologie du Sahara occidental et central. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren.

Falloon, T.J., Crawford, A.J., 1991. The petrogenesis of high-calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 375-394.

Fokin, M.A., 2003. Space-Time Analysis of Magmatism: Evidence for a Early Cryogenian Plume Track in Eastern Laurentia.

Foulger, G.R., 2005. Plates, plumes, and paradigms. Geological Society of America.

Frape, S., Fritz, P., McNutt, R.t., 1984. Water-rock interaction and chemistry of groundwaters from the Canadian Shield. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1617-1627.

G

Gasquet, D., Levresse, G., Cheilletz, A., Azizi-Samir, M.R., Mouttaqi, A., 2005. Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian–Cambrian transition. *Precambrian Research* 140, 157-182.

Gevin, P., 1960. Études et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires: par Pierre Gevin.... Bordures sédimentaires. Service de la carte géologique de l'Algérie.

Gevin, P., Mongereau, N., 1968. Précisions sur l'âge des grès “Cambro-Ordoviciens” d'Aouinet Legraa (région de Tindouf, Sahara occidental). *CR Somm. Séances Soc. Géol. Fr.* 8, 263-264.

Glikson, A.Y., Groves, C., 2016. Phanerozoic Life and Mass Extinctions of Species, Climate, Fire and Human Evolution. Springer, pp. 45-67.

Gourvennec, R., Bitam, L., Robardet, M., 1997. Les formations paléozoïques anté-carbonifères du sous-bassin de l'Igoudi (Flanc sud du bassin de Tindouf, nord-ouest du Sahara Algérien). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* 8, 135-148.

Grove, C., Hook, S.J., Paylor III, E., 1992. Laboratory reflectance spectra of 160 minerals, 0.4 to 2.5 micrometers.

Guerrak, S., 1984. Les minéralisations ferrifères du bassin de Tindouf: le gisement de fer oolithique dévonien de Mecheri Abdelaziz (Sahara algérien).

Guerrak, S., 1987. Paleozoic oolitic ironstones of the Algerian Sahara: a review. *Journal of African Earth Sciences* (1983) 6, 1-8.

Guerrak, S., 1988. Geology of the Early Devonian oolitic iron ore of the Gara Djebilet field, Saharan Platform, Algeria. *Ore Geology Reviews* 3, 333-358.

Guerrak, S., 1991. Paleozoic patterns of oolitic ironstone sedimentation in the Sahara. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 12, 31-39.

Guerrak, S., Chauvel, J.J., 1985. Les minéralisations ferrifères du Sahara Algérien: le gisement de fer oolithique de Mecheri Abdelaziz (bassin de Tindouf). *Mineralium Deposita* 20, 249-259.

Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 43, 83-143.

Gül, M., Gürbüz, K., Kalelioğlu, Ö., 2012. Lithology discrimination in foreland basin with Landsat TM. *J Indian Soc Remote Sens* 40, 257-269.

Gupta, R.P., 2013. Remote sensing geology. Springer Science & Business Media.

Guyot, G., 1988. Bases physiques de la télédétection. Le visible et le proche infra-rouge [propriétés optiques des surfaces naturelles], Projet télédétection. Monetier-les-Bains (France). 12-16 Jan 1987.



Haddoum, H., Guiraud, R., Moussine-Pouchkine, A., 2001. Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova* 13, 220-226.

Hames, W., McHone, J.G., Renne, P., Ruppel, C., 2003. The Central Atlantic magmatic province: Insights from fragments of Pangea. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series 136.

- Hames, W., Renne, P., Ruppel, C., 2000.** New evidence for geologically instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic magmatic province basalts on the North American margin. *Geology* 28, 859-862.
- Hargitai, H., Kereszturi, Á., Cornet, T., Illés-Almár, E., 2014.** Large Igneous Province, *Encyclopedia of Planetary Landforms*. Springer, pp. 1-9.
- He, P.L., Huang, X.L., Xu, Y.G., Li, H.Y., Wang, X., Li, W.X., 2016.** Plume-orogenic lithosphere interaction recorded in the Haladala layered intrusion in the Southwest Tianshan Orogen, NW China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Heaman, L., LeCheminant, A., Rainbird, R., 1992.** Nature and timing of Franklin igneous events, Canada: implications for a Late Proterozoic mantle plume and the break-up of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters* 109, 117-131.
- Herzberg, C., Gazel, E., 2009.** Petrological evidence for secular cooling in mantle plumes. *Nature* 458, 619-622.
- Hildebrand, R.S., Whalen, J.B., 2014.** Arc and Slab-Failure Magmatism in Cordilleran Batholiths II—The Cretaceous Peninsular Ranges Batholith of Southern and Baja California. *Geoscience Canada* 41, 399-458.
- Hill, R., Campbell, I., Griffiths, R., 1991.** Plume tectonics and the development of stable continental crust. *Exploration Geophysics* 22, 185-188.
- Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Oliveira, D.C., de Sá, E.F.J., 2006.** Lithosphere–asthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr–Nd–Pb isotopic evidence. *Lithos* 86, 34-49.
- Hollard, H., 1973.** La mise en place au Lias des dolérites dans le Paléozoïque moyen des plaines du Drâa et du bassin de Tindouf (Sud de l'Anti-Atlas central, Maroc). *CR Acad. Sci. Paris* 277, 553-556.
- Hooper, P.R., Camp, V.E., Reidel, S.P., Ross, M.E., 2007.** The origin of the Columbia River flood basalt province: Plume versus nonplume models. *Geological Society of America Special Papers* 430, 635-668.
- Hughes, H.S.R., McDonald, I., Kerr, A.C., 2015.** Platinum-group element signatures in the North Atlantic Igneous Province: Implications for mantle controls on metal budgets during continental breakup. *Lithos* 233, 89-110.
- Hunt, G.R., 1970.** Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I silicate minerals. *Modern Geology* 1, 283-300.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., 1971.** Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. II. Carbonates. *Modern Geology* 2, 23-30.
- Hunt, G.R., Vincent, R.K., 1968.** The behavior of spectral features in the infrared emission from particulate surfaces of various grain sizes. *Journal of Geophysical Research* 73, 6039-6046.

I

Idres, M., Belabbes, S., Bourmatte, A., Haddoum, H., Samaï, S., 2011. Proposition d'un modèle de morphologie du socle sous le bassin de Tindouf, Algérie, à partir de l'inversion 3D des données gravimétriques. Bulletin du Service Géologique national. Vol.22, N°1, pp.81-90.

J

Jacquemoud, S., Baret, F., Hanocq, J., 1991. Validation d'un modèle de réflectance spectrale et directionnelle de sol, Proc. 5th Int. Coll. Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, pp. 427-430.

Jessell, M., 2016. Potential methods lectures. Mediterranean Spring school on Modeling & Multi-scale Imagery. Algiers, Algeria.

Jessell, M.W., Valenta, R.K., 1996. Structural geophysics: integrated structural and geophysical modelling. Computer Methods in the Geosciences 15, 303-324.

Johnson, J.R., Hörz, F., 2003. Visible/near-infrared spectra of experimentally shocked plagioclase feldspars. Journal of Geophysical Research: Planets 108.

Jones, T., Davies, D., Campbell, I., Wilson, C., Kramer, S., 2016. Do mantle plumes preserve the heterogeneous structure of their deep-mantle source? Earth and Planetary Science Letters 434, 10-17.

Jourdan, F., Bertrand, H., Féraud, G., Le Gall, B., Watkeys, M.K., 2009. Lithospheric mantle evolution monitored by overlapping large igneous provinces: Case study in southern Africa. Lithos 107, 257-268.

K

Karnieli, A., Meisels, A., Fisher, L., Arkin, Y., 1996. Automatic extraction and evaluation of geological linear features from digital remote sensing data using a Hough transform. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 62, 525-531.

Keller, G., Armstrong, H., Courtillot, V., Harper, D., Joachimski, M., Kerr, A., MacLeod, N., Napier, W., Palfy, J., Wignall, P., 2012. Volcanism, impacts and mass extinctions (Long Version).

Kettouche, Dj., 2009. Impact de la structuration Hercynienne sur le système pétrolier du bassin de Tindouf (Sahara algérien occidental), Mémoire d'ingénieur U.S.T.H.B. Alger.

King, R., 2003. Remote Sensing Geology. The Photogrammetric Record 18, 332-334.

King, S.D., Anderson, D.L., 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. Earth and Planetary Science Letters 136, 269-279.

King, S.D., Anderson, D.L., 1998. Edge-driven convection. Earth and Planetary Science Letters 160, 289-296.



Le Bas, M.J., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of petrology 27, 745-750.

Leifeld, J., 2006. Application of diffuse reflectance FT-IR spectroscopy and partial least-squares regression to predict NMR properties of soil organic matter. European Journal of Soil Science 57, 846-857.

Leonard, T., Liu, L., 2016. The Role of a Mantle Plume on the Formation of Yellowstone Volcanism. Geophysical Research Letters.

Leverington, D., 2009. A Brief Overview of Reflectance Spectroscopy and Hyperspectral Imaging. Texas Tech University, Department of Geosciences. Retrieved November 18, 2010.

Li, H., Zhang, Z., Ernst, R., Lü, L., Santosh, M., Zhang, D., Cheng, Z., 2015. Giant radiating mafic dyke swarm of the Emeishan Large Igneous Province: Identifying the mantle plume centre. Terra Nova 27, 247-257.

Liégeois, J.-P., 1988. Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali). Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer 2.

Lightfoot, P.C., Evans-Lamswood, D., 2015. Structural controls on the primary distribution of mafic-ultramafic intrusions containing Ni-Cu-Co-(PGE) sulfide mineralization in the roots of large igneous provinces. Ore Geology Reviews 64, 354-386.

Lindberg, J.D., Snyder, D.G., 1972. Diffuse Reflectance Spectra Of Several Clay-Minerals. American Mineralogist 57, 485-511.

Lindström, S., Pedersen, G.K., Van De Schootbrugge, B., Hansen, K.H., Kuhlmann, N., Thein, J., Johansson, L., Petersen, H.I., Alwmark, C., Dybkjær, K., 2015. Intense and widespread seismicity during the end-Triassic mass extinction due to emplacement of a large igneous province. Geology 43, 387-390.



Manspeizer, W., 2015. Triassic-Jurassic rifting: continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins. Elsevier.

Marschall, H.R., Hawkesworth, C.J., Leat, P.T., 2013. Mesoproterozoic subduction under the eastern edge of the Kalahari-Grunehogna Craton preceding Rodinia assembly: The Ritscherflya detrital zircon record, Ahlmannryggen (Dronning Maud Land, Antarctica). *Precambrian Research* 236, 31-45.

Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K.B., Cirilli, S., Buratti, N., Vérati, C., Nomade, S., Renne, P.R., Youbi, N., Martini, R., 2004. Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology* 32, 973-976.

Marzoli, A., Jourdan, F., Bussy, F., Chiaradia, M., Costa, F., 2014. Petrogenesis of tholeiitic basalts from the Central Atlantic magmatic province as revealed by mineral major and trace elements and Sr isotopes. *Lithos* 188, 44-59.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 284, 616-618.

May, P.R., 1971. Pattern of Triassic-Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of predrift position of the continents. *Geological Society of America Bulletin* 82, 1285-1292.

McHONE, J.G., 1996. Constraints on the mantle plume model for Mesozoic alkaline intrusions in northeastern North America. *Canadian Mineralogist* 34, 325-334.

McHone, J.G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics* 316, 287-296.

McHone, J.G., 2003. Volatile emissions from Central Atlantic Magmatic Province basalts: mass assumptions and environmental consequences. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 136, 241-254.

McReath, I., Faraco, M.T.L., 2006. Paleoproterozoic greenstone-granite belts in northern Brazil and the former Guyana Shield-West African craton province. *Geologia USP. Série Científica* 5, 49-63.

Medaouri, M., Haddoum, H., 2004. Etude structurale de la jonction ougarta/anti-Atlas, région de Zemoul-Adhim Filou (plate forme Saharienne Occidentale, Algérie).

Meddah, A., Bertrand, H., Benhamou, M., 2010. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) and Birth Ksour Basin (Saharan Atlas, Algeria), Marine and non-marine Jurassic--Short papers for the 8~(th) International Congress on the Jurassic System.

Meddah, A., Bertrand, H., Elmi, S., 2007. The central Atlantic magmatic province in the Ksour basin (Saharan Atlas, Algeria). *Comptes Rendus Geoscience* 339, 24-30.

Miller, H.G., Singh, V., 1994. Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics* 32, 213-217.

Morgan, J., Baedeker, P., 1983. Elemental composition of sulfide particles from an ultramafic xenolith and the siderophile element content of the upper mantle, Lunar and Planetary Science Conference, pp. 513-514.

Morgan, W.J., 1972. Plate motions and deep mantle convection. *Geological Society of America Memoirs* 132, 7-22.

Morgan, W.J., 1981. 13. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. *The Sea, ideas and observations on progress in the study of the seas* 7, 443-487.

Mustard, J.F., Pieters, C.M., 1989. Photometric phase functions of common geologic minerals and applications to quantitative analysis of mineral mixture reflectance spectra. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94, 13619-13634.



Nash, D.B., 1986. Mid-infrared reflectance spectra (2.3–22 μ m) of sulfur, gold, KBr, MgO, and halon. *Applied optics* 25, 2427-2433.

Nomade, S., Knight, K., Beutel, E., Renne, P., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N., Bertrand, H., 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 326-344.



Obayashi, M., Yoshimitsu, J., Fukao, Y., 2009. Tearing of Stagnant Slab. *Science* 324, 1173-1175.

Oujidi, M., Azzouz, O., Elmi, S., 2006. Synsedimentary tectonics of the Triassic Carbonate Formation of the Oujda Mountains (Eastern Meseta, Morocco): geodynamic implications. *Geological Society, London, Special Publications* 262, 75-85.



Paine, J., De Ritis, R., Ventura, G., Longo, M., Ravat, D., Speranza, F., Chiappini, M., 2016. Inverse modelling of the reversely magnetized, shallow plumbing system hosting oil reservoirs of the Auca Mahuida volcano (Payeina retroarc, Neuquén Basin, Argentina). *Geophysical Journal International* 204, 852-867.

Pálffy, J., 2003. Volcanism of the Central Atlantic Magmatic Province as a Potential Driving Force in the End-Triassic Mass Extinction. *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from fragments of Pangea*, 255-267.

Paris, G., Donnadiou, Y., Beaumont, V., Fluteau, F., Goddérès, Y., 2016. Geochemical consequences of intense pulse-like degassing during the onset of the Central Atlantic Magmatic Province. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 441, 74-82.

Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology* 69, 33-47.

Peucat, J.-J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y., Kahoui, M., 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 136, 309-352.

Peyve, A., 2013. Central Atlantic igneous province: Origin and mechanisms of formation. *Geotectonics* 47, 431-438.

Pique, A., Laville, E., 1995. L'ouverture initiale de l'Atlantique central. *Bulletin de la Société Géologique de France* 166, 725-738.

Pique, A., Michard, A., 1989. Moroccan Hercynides; a synopsis; the Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *American Journal of science* 289, 286-330.

Pirajno, F., 2004. Hotspots and mantle plumes: global intraplate tectonics, magmatism and ore deposits. *Mineralogy and Petrology* 82, 183-216.

Prost, G.L., 2013. Remote Sensing for Geoscientists: Image Analysis and Integration, Third Edition. Taylor & Francis.

R

Rajendran, S., Thirunavukkarasu, A., Balamurugan, G., Shankar, K., 2011. Discrimination of iron ore deposits of granulite terrain of Southern Peninsular India using ASTER data. *Journal of Asian Earth Sciences* 41, 99-106.

Refayee, H.A., Yang, B.B., Liu, K.H., Gao, S.S., 2014. Mantle flow and lithosphere–asthenosphere coupling beneath the southwestern edge of the North American craton: Constraints from shear-wave splitting measurements. *Earth and Planetary Science Letters* 402, 209-220.

Rivkin, A., Volquardsen, E., Clark, B., 2006. The surface composition of Ceres: Discovery of carbonates and iron-rich clays. *Icarus* 185, 563-567.

Rockwell, B.W., 2004. Spectral variations in rocks and soils containing ferric iron hydroxide and (or) sulfate minerals as seen by AVIRIS and laboratory spectroscopy. *Citeseer*.

Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, 116-125.

Rossel, R.A.V., Webster, R., 2012. Predicting soil properties from the Australian soil visible-near infrared spectroscopic database. *European Journal of Soil Science* 63, 848-860.

Roy, R., 2007. Influence des altérations de surface naturelle sur la reconnaissance des roches par télédétection V-IR : application à la cartographie de l'ophiolite d'Oman et au programme d'étude des nouvelles AOC des Muscadet de la région nantaise, Faculté Des Sciences Et Des Techniques. Université De Nantes, p. 475.

S

Sabins, F.F., 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews* 14, 157-183.

Salem, A., Williams, S., Fairhead, J.D., Ravat, D., Smith, R., 2007. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge* 26, 1502-1505.

Salisbury, J.W., Wald, A., 1992. The role of volume scattering in reducing spectral contrast of reststrahlen bands in spectra of powdered minerals. *Icarus* 96, 121-128.

Schilling, J.-G., 1973. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature* 242, 565-571.

Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., Hanes, J., 1991. 40 Ar/39 Ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 455-472.

Simpson, R., Jachens, R., Saltus, R., Blakely, R., 1986. Isostatic residual gravity, topographic, and first-vertical derivative gravity maps of the conterminous United States.

Singer, R.B., 1981. Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: Systematic Combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 86, 7967-7982.

Spice, H.E., Fitton, J.G., Kirstein, L.A., 2016. Temperature fluctuation of the Iceland mantle plume through time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.

Sternai, P., Jolivet, L., Menant, A., Gerya, T., 2014. Driving the upper plate surface deformation by slab rollback and mantle flow. *Earth and Planetary Science Letters* 405, 110-118.



Tappe, S., Smart, K.A., Stracke, A., Romer, R.L., Prelević, D., van den Bogaard, P., 2016. Melt evolution beneath a rifted craton edge: 40 Ar/39 Ar geochronology and Sr–Nd–Hf–Pb isotope systematics of primitive alkaline basalts and lamprophyres from the SW Baltic Shield. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 173, 1-36.

Thorne, M.S., Garnero, E.J., Grand, S.P., 2004. Geographic correlation between hot spots and deep mantle lateral shear-wave velocity gradients. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 146, 47-63.

Trinh, T.B., Tran, T.V., 2009. Application of remote sensing for shoreline change detection in Cuu Long estuary.

Trompette, R., 1997. Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research* 82, 101-112.

Trompette, R., 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 330, 305-315.



Vachette, M., Rocci, G., Sougy, J., Caron, J., Marchand, J., Simon, B., Tempier, C., 1973. Ages radiométriques Rb/Sr, de 2000 à 1700 Ma de séries métamorphiques et granites intrusifs précambriens dans la partie N et NE de la dorsale Reguibat (Mauritanie septentrionale). 7ème coll. géol. afr., Florence.

Van De Schootbrugge, B., Wignall, P.B., 2016. Special Issue Mass Extinctions–Preface. *Geological Magazine* 153, 193-194.

Van, T.T., Binh, T.T., 2008. Shoreline change detection to serve sustainable management of coastal zone in Cuu Long Estuary, International Symposium on Geoinformatics for Spatial Infrastructure Development in Earth and Allied Sciences.

Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2007. 40 Ar/39 Ar ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 308-325.

Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M., MacKenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge* 23, 116-119.

Villeneuve, M., Cornée, J.J., 1994. Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Research* 69, 307-326.

Vogt, F., Tacke, M., 2001. Fast principal component analysis of large data sets. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 59, 1-18.



Wang, X.-C., Li, X.-H., Li, W.-X., Li, Z.-X., 2007. Ca. 825 Ma komatiitic basalts in South China: First evidence for > 1500 °C mantle melts by a Rodinian mantle plume. *Geology* 35, 1103-1106.

Wang, Y., Santosh, M., Luo, Z., Hao, J., 2015. Large igneous provinces linked to supercontinent assembly. *Journal of Geodynamics* 85, 1-10.

Whalen, L., Gazel, E., Vidito, C., Puffer, J., Bizimis, M., Henika, W., Caddick, M.J., 2015. Supercontinental inheritance and its influence on supercontinental breakup: The Central Atlantic Magmatic Province and the breakup of Pangea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16, 3532-3554.

White, R., McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94, 7685-7729.

Whiteside, J.H., Olsen, P.E., Kent, D.V., Fowell, S.J., Et-Touhami, M., 2007. Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic mass-extinction event? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 345-367.

Wignall, P., 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews* 53, 1-33.

Wilson, J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics* 41, 863-870.

Wilson, J.T., 1973. Mantle plumes and plate motions. *Tectonophysics* 19, 149-164.

Wilson, M., 1997. Thermal evolution of the Central Atlantic passive margins: continental break-up above a Mesozoic super-plume. *Journal of the Geological Society* 154, 491-495.



Xu, Y.-G., Luo, Z.-Y., Huang, X.-L., He, B., Xiao, L., Xie, L.-W., Shi, Y.-R., 2008. Zircon U–Pb and Hf isotope constraints on crustal melting associated with the Emeishan mantle plume. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 3084-3104.



Youbi, N., Martins, L.T., Munhá, J.M., Ibouh, H., Madeira, J., Aït Chayeb, E.H., El Boukhari, A., 2003. The Late Triassic-Early Jurassic Volcanism of Morocco and Portugal in the Framework of the Central Atlantic Magmatic Province: An Overview. *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from fragments of Pangea*, 179-207.



Zellouf, K., 1973. La jonction Ougarta-Anti-Atlas: structure de la region de Tadaout el Berhil (Sahara Occidental Algerien).

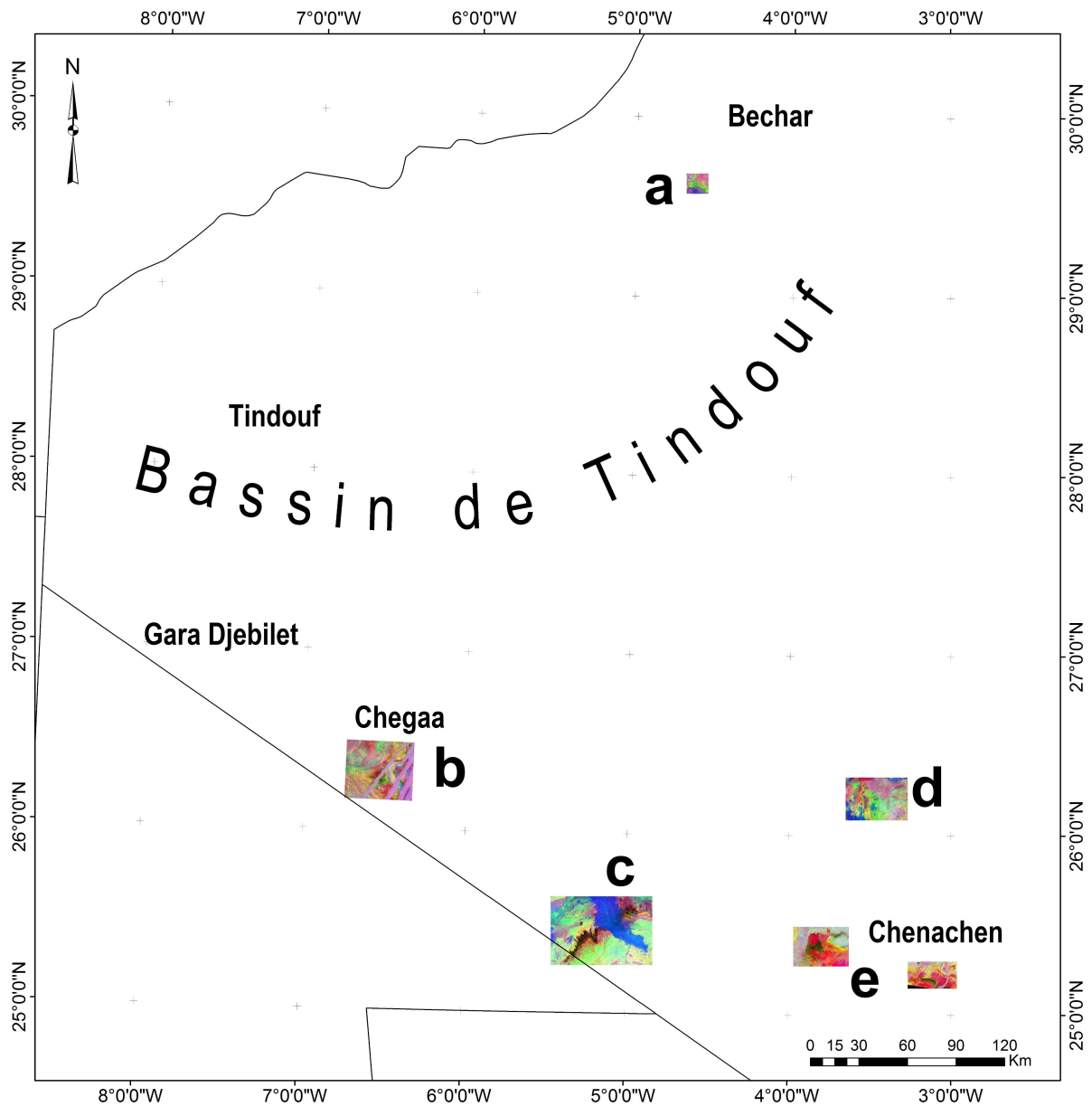
Zhang, Y., 2004. Understanding image fusion. *Photogrammetric engineering and remote sensing* 70, 657-661.

Zhao, D., 2015. Hotspots and Mantle Plumes, Multiscale Seismic Tomography. Springer Japan, Tokyo, pp. 139-184.

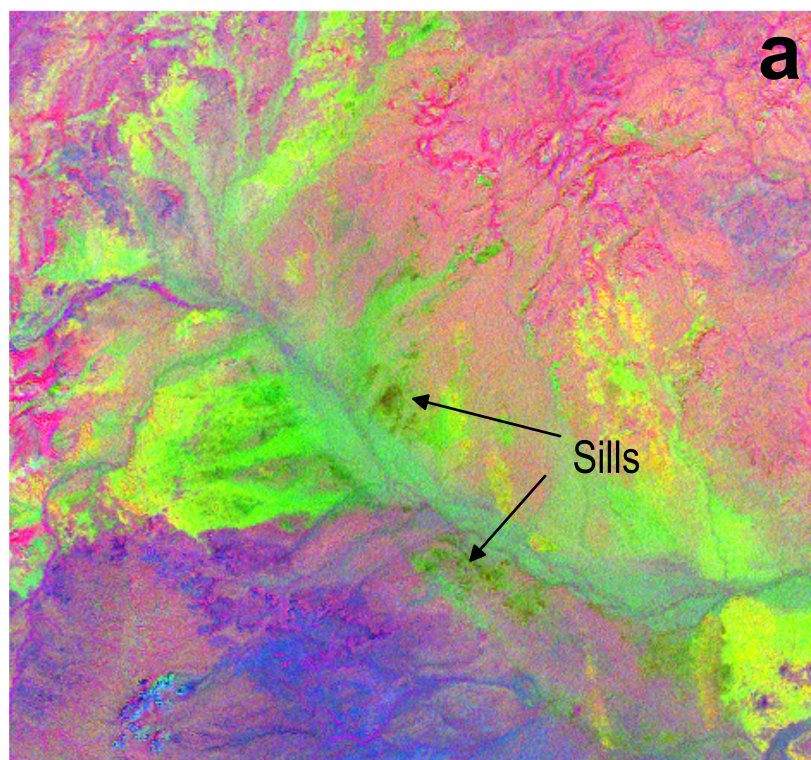


Annexe

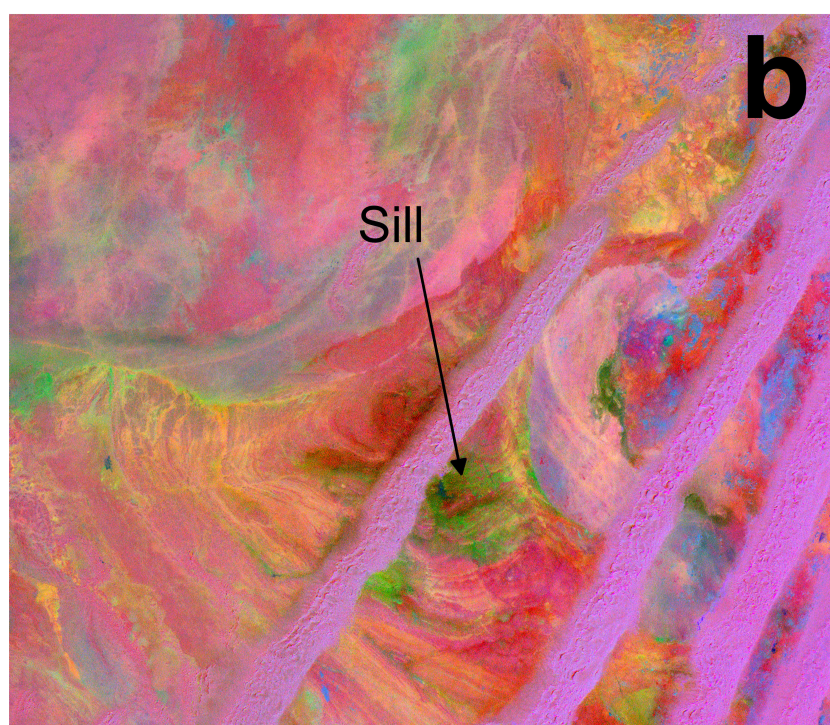
Les Rapports b7/b5, b5/b4 et b4/b3 ont été appliqués sur des régions dans le Sud-Ouest Algérien. Les résultats montrent les dolérites en marron.



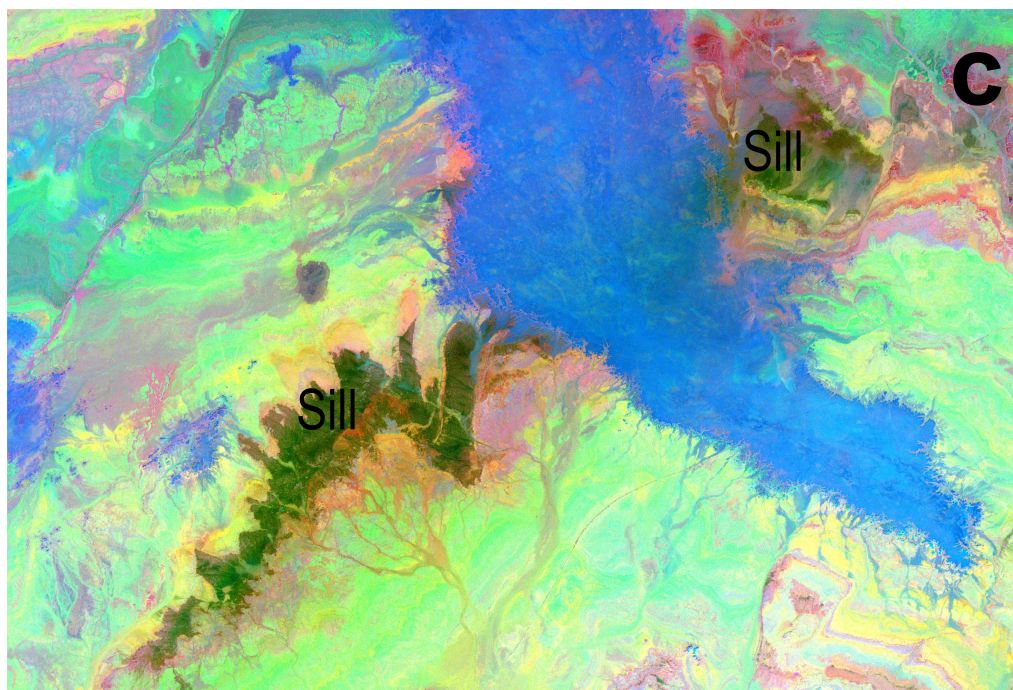
Positionnement des zones de test de l'efficacité des rapports de bandes.



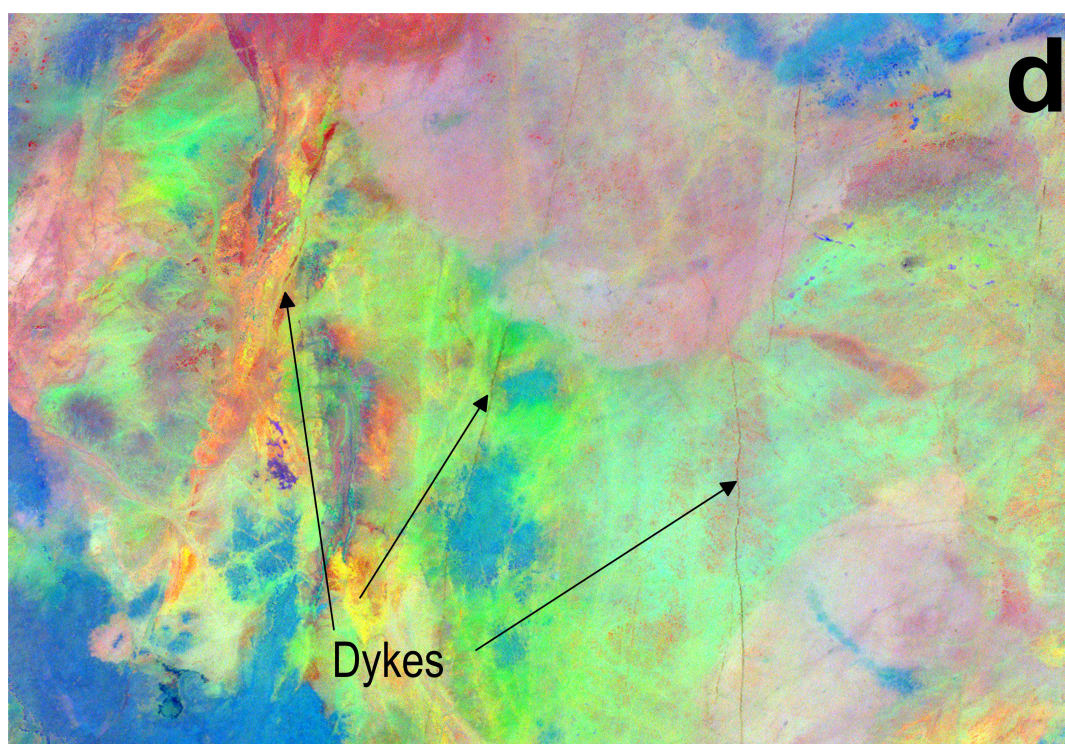
Dans la région de Bechar



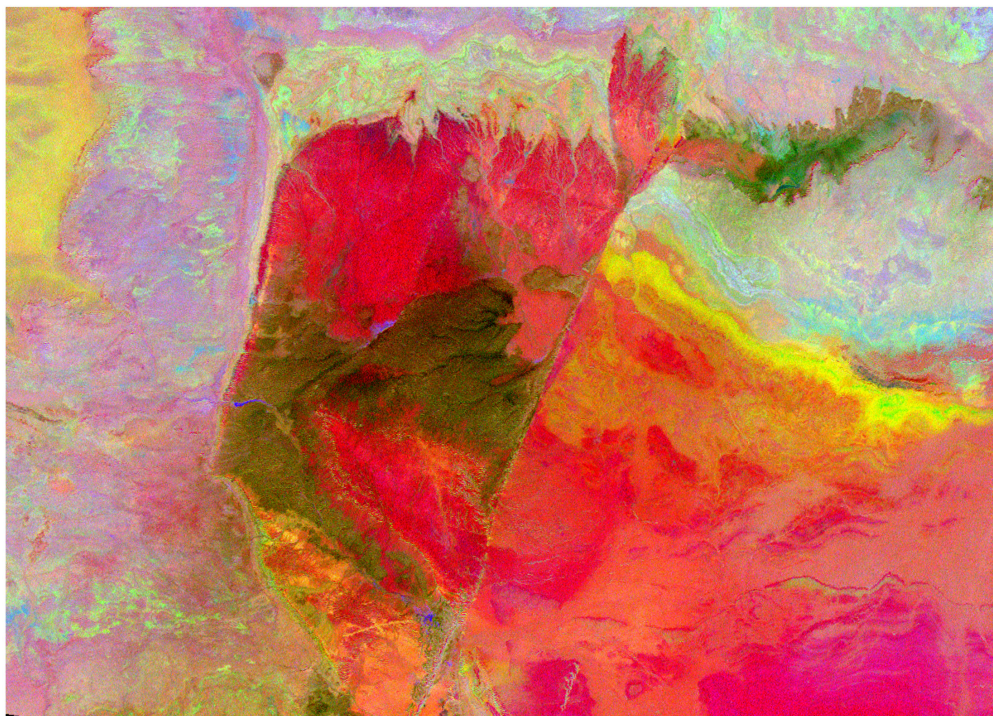
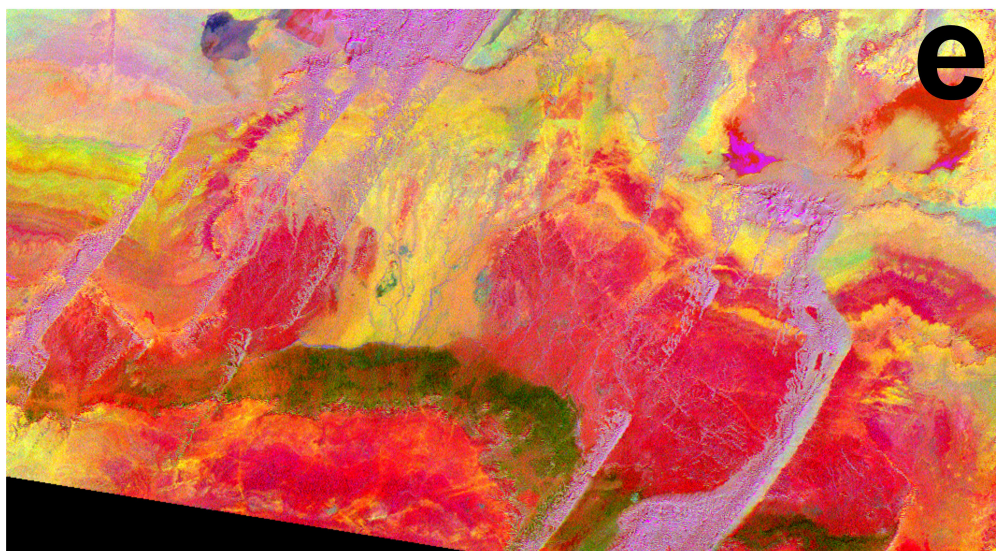
Dans la région de Chegaa



Dans la région à l'Ouest de Chenachen



Dans la région au Nord de Chenachen



Dans la région de Chenachen